



Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux. De la mesure au modèle sur un exemple himalayen.

Matthieu Dubille

► To cite this version:

Matthieu Dubille. Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux. De la mesure au modèle sur un exemple himalayen.. Géomorphologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT: . tel-00361017

HAL Id: tel-00361017

<https://theses.hal.science/tel-00361017>

Submitted on 13 Feb 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE GRENOBLE I – JOSEPH FOURIER

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

THESE DE DOCTORAT

Mention Science

Spécialité : géomorphologie

Matthieu DUBILLE

**Transport solide
et abrasion
dans les rivières à fond rocheux**

*De la mesure au modèle
sur un exemple himalayen*

Jury composé de Mme. et MM.

Béatriz MENENDEZ VILLAR

François METIVIER

Niels HOVIUS

Philippe BELLEUDY

Jérôme LAVÉ

Examinatrice

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Directeur de thèse

UNIVERSITE GRENOBLE I – JOSEPH FOURIER

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

Maison des géosciences
1381 rue de la piscine
38041 Grenoble cedex

THESE DE DOCTORAT

Matthieu DUBILLE

**Transport solide
et abrasion
dans les rivières à fond rocheux**

*De la mesure au modèle
sur un exemple himalayen*

**Sediment transport
and abrasion
in bedrock rivers**

*From measurements to models
on an Himalayan example*

La soutenance a eu lieu le jeudi 10 juillet 2008 au LGCA (salle Dolomieu)

Béatriz MENENDEZ VILLAR

François METIVIER

Niels HOVIUS

Philippe BELLEUDY

Jérôme LAVÉ

Examinatrice

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Directeur de thèse

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

REMERCIEMENTS

Mon « effort de thèse » s'achève enfin après presque quatre ans de labeur, l'armistice déjà signé et les traités de paix bientôt entérinés définitivement par le collège des écoles doctorales. Drôle de guerre d'usure contre une adversaire trop insaisissable, aux multiples avatars telle une déesse hindoue : l'hydre de l'érosion fluviale ! Une guerre sans vaincu, froide dirait-on, certes pas le Mahâbhârata ou le Râmâyana ! Mais gageons que les combats n'ont pas été vains, qu'ils ont ouverts des brèches que n'auront de cesse d'élargir les sapeurs de la Bakeya ou d'ailleurs... Pourvu que rien ne tombe à l'eau !

Au panthéon des bienfaiteurs de la Cause, je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement les chercheurs qui ont participé à mon jury de thèse en plein mois de juillet, Béatriz MENENDEZ VILLAR, Philippe BELLEUDY, et tout particulièrement François METIVIER et Niels HOVIUS qui ont accepté d'être mes rapporteurs malgré le court délais que je leur ai laissé pour corriger ma prose fastidieuse, écrite avec précipitation dans maints paragraphes.

Je voudrais lancer un grand merci à tous ceux qui m'ont aidé tout au long de ces années pour construire mon projet. Je pense d'abord à Delphine Tisserand qui a accepté de passer à l'ICPMS optique mes lixiviats d'acide, pour sa gentillesse et ses conseils. Je remercie également chaleureusement Didier Hantz qui m'a prêté son Marteau de Schmidt, et qui a fait un détour sur la route des vacances pour me confier le précieux outil. Merci à Fabrice Doré et aux autres techniciens du LGIT qui m'ont permis d'utiliser un matériel inconnu au LGCA, lors de mes multiples incursions dans le monde étrange de l'électronique. Merci à Henri Morat et Robert Guiguet pour leurs nombreux coups de mains. Un grand merci à Jean-Paul Masson qui m'a appris à manipuler les machines-outils du LGIT, fraiseuses de précision, scies, perceuses monumentales, disquieuses, et même kit de soudure à l'arc, sans lesquelles rien n'aurait pu être possible. J'ai réussi à m'en servir (presque) sans accident... Les petits bouts de doigts ne comptent pas naturellement ! Enfin et surtout je voudrais témoigner de ma gratitude à Yves Orengo, un ancien « coreligionnaire » comme dirait Jérôme, qui a consacré beaucoup de temps pour m'initier au Mystère de la mécanique des roches. Sans toi Yves, il n'y aurait point d'aventure brésilienne à raconter ! Sache que j'ai toujours eu un grand plaisir de descendre dans ton antre, Yves, et pas seulement pour travailler. A propos je crois être l'un des derniers à m'être servi sous ton contrôle de l'antique presse du LIRIGM, aujourd'hui disparu (je parle du LIRIGM !). Cela crée des liens non ? En tout cas bon swing et bonnes virées nordiques en camping car !

Je suis également très reconnaissant de l'aide que m'ont apporté les techniciens et ingénieurs du laboratoire 3S de l'ENSHMG, M. Labanieh (le papa de Shasa !), M. Rousseau, et surtout M. Gabriel Picaud. Grâce à eux j'ai pu continuer à fendre de l'éprouvette en toute quiétude malgré la défaillance au

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

plus mauvais moment de fameuse presse du LIRIGM. Merci infiniment pour votre confiance (et votre discrétion ?), sans vous le Chapitre III de ce manuscrit serait resté bien bancal, encore plus qu'il ne l'est... c'est possible ! Autres (anciens) membres de l'ENSHMG qu'il me faut absolument remercier : M. Daniel Auchère et ses anciens collègues techniciens et ingénieurs, précurseurs oubliés de l'Aventure spatiale grenobloise avec leur antenne en forme de tire bouchon pour capter les premiers signaux des satellites météo américains, voilà quelques décennies ! Et (toujours!) merci à Philippe Belleudi qui m'a aussi aiguillé sur la voie d'HecRas...

Je tiens bien sûr à saluer toutes les personnes qui m'ont aidé à concevoir les capteurs d'érosion. Je dois reconnaître que j'ai manqué d'assiduité pendant la dernière ligne droite pour vous tenir au courant des évolutions du projet. Il faut dire qu'en fait de « ligne droite » le chemin a été quelque peu tortueux, et que les capteurs ne sont pas encore bien arrivés « à destination ». J'espère que nous pourrons continuer de collaborer dans les années à venir. Je pense à Bertrand van de Moortele qui m'a ouvert le laboratoire de métallisation de l'INSA et l'ENS de Lyon. Je pense également à Laurent Morel pour la caractérisation électrique des capteurs qu'il a réalisé, et pour l'enregistreur « fait maison » qu'il m'a prêté, matériel adapté du « liurographe » familier aux spéléos rhonalpines. Je remercie également toute l'équipe du LSA (Lyon), notamment M. Bessueille et Mme Jaffrezic pour leurs conseils. Dommage que nous n'ayons pas pu concrétiser cette collaboration... pour des problèmes technico-administratifs ! J'espère qu'à ce jour vous avez pu regagner vos locaux avec des hottes aspirantes flambant neuves...

Merci à P. A. Carling de l'Université de Southampton pour les renseignements et le joli bouquin envoyé. Merci à Laurent Bollinger du CEA pour les données météorologiques. Merci à Raphael Pik du CRPG pour les coups de main de dernière minute lors de la première impression... Sans stress ce serait moins drôle !

Je suis naturellement endetté envers Claudie Senebier et Claudine Meugniot. J'admire particulièrement le travail de Claudine, notre experte en gestion de zoo. Ce n'est pas facile de concilier les tables de la loi descendues tout droit des hautes sphères nébuleuses du CNRS et les besoins quotidiens des macaques rétifs à toute organisation que nous sommes. Je te serai éternellement reconnaissant pour ta compréhension et ta patience. Je souhaite aussi saluer le travail Rodolphe Pinon, notre héro de l'informatique, pour sa grande disponibilité et sa grande compétence. Merci également à tous les techniciens du LGCA qui m'ont apporté leur aide, malgré la réputation usurpée qu'on a pu me faire... J'assume mes erreurs mais la barbiche de bouc émissaire ne me sied point ! Je n'oublie pas non plus tous les chercheurs du laboratoire qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à mon travail. Merci à Manu Martelat pour sa gestion « patiente » de la scie à roche nationale. Merci à Eric Lewin pour ses nombreux conseils sur la chose mathématique. Merci à Georges Mascles pour le partage de sa connaissance approfondie des Siwaliks du Népal Central. Merci à Matthias Bernet pour m'avoir laissé

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

travailler dans les salles de sédimentologie où j'ai pu laisser mon encombrant matériel quelques mois. Merci à Catherine Chauvel pour m'avoir permis d'utiliser le matériel de chimie de son laboratoire « sensible », et pour m'avoir fait confiance. Merci à Jean-Louis Mugnier, Christian Beck, et François Jouanne pour le matériel qu'ils m'ont prêté. Un grand merci à Jean-Paul Bouillin pour m'avoir laissé embarquer au Népal sa carotteuse de magnétostratigraphie (qui a été la cause d'un « petit » mal de tête pour son acheminement, qui a fait l'objet de droits de douanes officiels, mais qui a finalement été source d'admiration des badauds de la Bakeya malgré ses bougies capricieuses). Merci enfin à Bardul, Peter van der Beek, et (encore) Matthias Bernet pour leur aide dans la préparation des apatites... dont les traces de fission ont été comptées par d'autres (Elle est pas belle la vie ? Heu... Merci Xavier !).

A propos, je voudrais embrasser (mais oui !) tous les doctorants avec qui j'ai : (A) travaillé, (B) joué sur Internet, (C) passé de très bons moments, c.-à-d. à buller ! Salut à Marion, Shasa, les Thomas, Benoît, Xavier, Jérémie, Clément, les Romain, et à tous les autres, je peux quand même pas énumérer tout le monde ! Grâce à vous j'ai pu passer des caps difficiles. Vous avez sans doute (ou avez eu) du pain sur la planche ces temps-ci. Bon courage, c'est presque fini, bientôt la (re)présentation finale ! Enfin, ça dépend de la voie que vous avez choisie. La mienne m'éloigne pour l'instant de la recherche... et aussi des montagnes érodées ou en cours d'érosion. J'ai déjà la nostalgie de mon bureau avec vue sur la Dent de Crolles et des parties de question pour un champion. A présent c'est plutôt immeubles parisiens et cafés lyophilisés... J'ai au moins un peu libéré d'espace : malgré le second principe de la thermodynamique l'entropie du bureau a dû diminuer, n'est ce pas Romain ? J'espère que tu gardes un aussi bon souvenir que moi de notre enrichissant « voisinage ». Merci aussi à Aurélien Van Welden qui a passé quelques temps pour m'aider à utiliser le granulomètre à Chambéry. Je voudrais enfin saluer les « anciens » doctorants Andy Wilson (Cambridge) pour ses photos de la Liwu, A. C. Whittaker (Edinburgh) pour les résultats de ses expériences sur les grès des Apennins (travaux effectués avec Jérôme Lavé, en partie publiés), et Vincent Godard. Bon vent à tous ! J'espère que nous nous recroiserons...

Ce tour d'horizon serait incomplet sans l'évocation des personnes qui m'ont aidé au Népal, je parle bien sûr de toute l'équipe de « Earth Paradise », la petite compagnie de guide rompue aux expéditions « géologiques » qui m'a accompagné sur le terrain. Bhim Chand et Bhairab Sitaula ont fait des merveilles pour la logistique du séjour, y compris pour trouver du matériel au fin fond du Téraï et des solutions « artisanales » à tous mes problèmes techniques. Citons la réalisation de pinces pour extraire les carottes, la rectification des ancrages pour l'outil de mesure de l'érosion, le bricolage de la carotteuse, et cætera... Qui plus est, il valait mieux avoir un interprète intelligent quand nous sommes tombés entre les mains de militaires stressés, puis de maoïstes suspicieux, dans des endroits où nous ne devions pas nous trouver ! Bhairab et Bhim m'ont aussi fait découvrir leur magnifique pays et sa culture, du Gosaikunda refuge de Shiva et son « trisul » jusqu'aux confins de Janakpur sur les traces de Rama et

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

Sita, en passant par la fantastique vallée de Katmandu férocegardée par les Nâga et Bhairava (Shiva pas content !). J'espère m'en être fait des amis. Vous pouvez leur faire confiance si vous partez au Népal ! Je dois également remercier Ananta Gajurel et le professeur Upreti, de la Tribhuvan University de Katmandu, les autres membres du département de géologie où j'ai fait effectuer des mesures granulométriques par M. Tej Prasad Gautam, ainsi que l'équipe du Department of Mine and Geology népalais dont fait partie Som Sapkota, le chercheur qui m'a aidé à obtenir les documents administratifs indispensables à mon travail sur le terrain et qui a accepté de garder une partie de mon matériel toute une année dans son bureau.

Je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à Jérôme LAVÉ avec qui j'ai passé plus de trois ans fantastiques, pour la grande liberté qu'il m'a laissée et les horizons qu'il m'a ouverts. Bon, c'est vrai, la première année n'a pas été si fantastique que ça ! Il a fallu chercher mon chemin à tâtons, m'engager sur des voies sans issues, tomber dans des pièges. J'imagine que l'initiation des doctorants est semée de doutes ! Il y a aussi eu d'autres moments difficiles, je n'ai pas toujours su te demander de l'aide au bon moment, mais finalement le « garde fou » a fonctionné ! Je te remercie pour tout ce que tu m'as fait découvrir : c'est un privilège d'avoir travaillé avec un chercheur de ta qualité, un vrai de vrai ! Et puis, pour un géologue, la découverte de l'Himalaya paie à elle seule tous les efforts ! Je comprends que tu t'attaches à la vallée de la Bageya depuis plus de 10 ans. Sans parler des paysages magnifiques de la campagne népalaise encore traditionnelle loin des sentiers battus, du « dal bath » à la chèvre, des singes acariâtres, et des pêcheurs à la dynamite ! Si j'oublie les « scorpions de feu » qui portent bien leur nom, j'aurais, moi aussi, consacré volontiers quelques années de plus à explorer la région. Qui sait ? Peut être dans quelques années ?

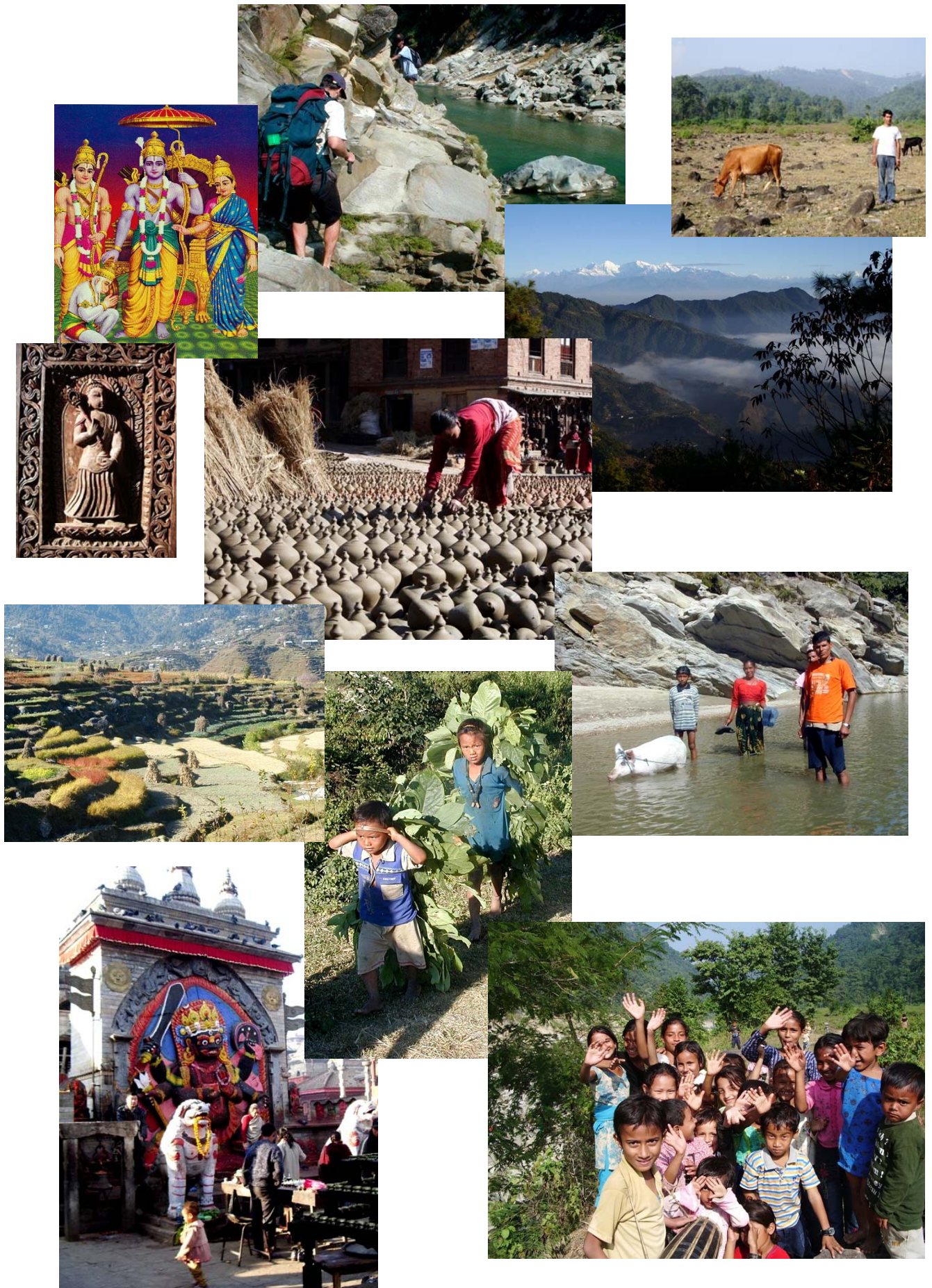
Enfin et surtout je te dédie tout mon travail, toi ma petite lumière qui m'a tant aidé. Je sais que tu n'en demandes pas tant et que tu aurais préféré un bon feu de joie pour consumer mes paperasses débordantes. Je sens que je te fais grincer les dents une dernière fois en écrivant ces mots... Je ne vais pas trop insister, sache simplement que je n'ai cessé de penser à toi. Je n'oublie pas ton soutien. Je n'oublie pas que tu es allée jusqu'à m'aider à « compter les galets », ô tâche ingrate ! Pardonne moi pour les privations que je t'ai imposé, pour le temps que j'ai épuisé sans toi.

Pour toi, Anne...

Et aussi pour mes parents et mes grand parents...

Viroflay, octobre 2008

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen



Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

RESUMÉ

L'érosion fluviale par abrasion joue un rôle prépondérant dans l'évolution du paysage, notamment en contexte orogénique dans les rivières à fond rocheux. Le but de cette thèse est de démontrer qu'une étude intégrée des processus d'abrasion (petite échelle et courte période de temps) est possible sur le terrain à condition de bien contraindre « l'environnement érosif », c'est-à-dire : **(1)** les caractéristiques des flux d'eau (fréquence des crues, modélisation des écoulements dans le chenal) et des flux de sédiment (volume de sédiments transporté, granulométrie) ; **(2)** la résistance mécanique à l'érosion des roches du substrat. L'autre point essentiel est naturellement la mesure de l'érosion in situ qui nécessite la conception d'outils originaux.

Au travers des plis de l'avant pays himalayen que nous avons choisis comme « laboratoire naturel », dans les Siwaliks du Népal Central, l'abrasion fluviale annuelle a atteint localement plusieurs millimètres voire dizaines de millimètres en 2006. Nous proposons un modèle simple intégrant les caractéristiques des flux et les érodabilités des roches permettant de reproduire assez fidèlement les valeurs d'érosion mesurées sur le terrain (à l'échelle d'une section de chenal). Ce mémoire est également l'occasion d'avancées méthodologiques, notamment sur la mesure indirecte de la charge de fond (granulométrie sur image des séries conglomératiques, désagrégation des grès) et sur la mesure de « l'érodabilité » des roches directement sur le terrain grâce au rebond du marteau de Schmidt. Nous présentons enfin de nouveaux dispositifs autonomes de mesure en continu dont un « capteur d'érosion » très prometteur.

MOTS CLEFS : abrasion, charge de fond, transition sable – gravier, érodabilité, résistance mécanique des roches, modélisation de l'érosion, mesure in situ, capteur, Siwaliks.

SUMMARY

Fluvial erosion is a major agent of landscape evolution, noteworthy in bedrock rivers of orogenic belts. The goal of this memoir is the demonstration that an integrated study of abrasion processes (small scale and short term) is possible directly in field conditions if the “erosive background” is well constrained, in other words: (1) the characteristics of **water fluxes** (flood frequency, hydraulic properties and the flow structure analysis of the natural channel) and of **sediment fluxes** (volume of transported sediments, grain size); (2) the **mechanical resistance of the bedrock**. The other main objective is of course the in situ measurement of erosion, which requires the conception of new tools.

In our « natural laboratory » of the Himalayan foreland (frontal fold belt, Siwaliks of Central Nepal), yearly fluvial abrasion reached in 2006 several millimeters, even tens of millimeters. We propose a straightforward erosion model integrating fluxes characteristics and rocks erodabilities (i.e. the “erosive background”) at the scale of the channel section. Our model fits quite faithfully with measured erosion in the river bed. This manuscript is also the occasion of methodological outbreaks, mainly on the indirect measurement of the river bedload (conglomerate grain size analysis from pictures, sandstone disintegration) and on the measurement of the rocks erodability directly on the field with a Schmidt Hammer. At least we present new autonomous measurement devices of which a very promising « erosion sensor ».

KEY WORDS: abrasion, bedload, sand – gravel transition, erodability, mechanic strength of rocks, erosion prediction, in situ measurements, sensors, Siwaliks.

SOMMAIRE

CHAPITRE I – INTRODUCTION

17

CHAPITRE II – Caractérisation des flux : hydrologie et charge de fond des rivières du Népal Central

27

A. Hydrologie des rivières étudiées dans les Siwaliks du Népal Central.....	32
1 Installation d'une station de jaugeage manuelle sur la Bakeya dans le Terai.....	33
a Mesure préalable du débit d'étiage	33
b Environnement et installation de la jauge	34
c Elaboration de la courbe de calibration des débits.....	35
d Résultats de la campagne 2006 de mesure des débits.....	36
e Installation de deux enregistreurs du niveau de l'eau dans les gorges de la Bakeya.....	41
2 Quelques pistes pour aller plus loin.....	41
B. Caractérisation du flux de sédiments provenant des Siwaliks du Népal Central	43
1 Objectifs et stratégie	43
a Estimation sur le terrain de la granulométrie de la charge de fond	44
b Modélisation du volume de sédiments transporté.....	45
2 Qu'est ce que la granulométrie d'un objet ?	46
a Morphométrie, morphologie, et granulométrie.....	46
b Caractérisation basique des formes en 3D	46
c Caractérisation des formes en 2D	49
3 Généralités sur l'exploitation des données granulométriques	52
a Format des données granulométriques.....	52
b La médiane de la taille des grains : calcul du D50 et des centiles	52
c Analyse poussée du spectre granulométrique	53
4 Généralités sur l'échantillonnage granulométrique	54
a Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique.....	54
b Problèmes de représentativité des échantillons.....	56
5 Nos protocoles expérimentaux.....	66
a Avertissements sur l'estimation empirique de la granulométrie.....	66
b Mesure de la granulométrie par tamisage	66
c Mesure de la granulométrie par analyse photographique	78
d Mesure de la granulométrie par comptage direct en surface	96
e Mesure de la granulométrie par granulomètre laser	98
f Tableau de classement des méthodes d'analyse granulométrique évoquées dans cette étude ..	106
6 RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles, interprétation de la transition sable-gravier	108
7 RESULTAT 2 : Modélisation du flux de sédiment dans les bassins versants.....	120
a Estimation du flux long terme de sédiments à partir du soulèvement	120
b Estimation du flux potentiel par intégration des capacités de transport	121

CHAPITRE III – Détermination des propriétés mécaniques du substrat rocheux des rivières dans les Siwaliks (bassins de la Bakeya et de la Ratu)

127

A. Mesure de l'érodabilité en laboratoire	134
1 Les dispositifs expérimentaux de simulation des processus d'érosion fluviale	135
2 Protocole expérimental de mesure de l'érodabilité	137
3 Expériences réalisées et résultats	139
B. Caractéristiques pétrologiques et mécaniques des grès Siwaliks	142
1 Pétrologie sédimentaire des grès Siwaliks	142
a Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès	142
b Densité, porosité	148
c Degré de cimentation carbonatée	156
d Vitesse de propagation des ondes P	158
e Granulométrie	166
2 Résistance mécanique des grès siwaliks	168
a Contexte et objectif des mesures	168
b Mesure de la résistance à la traction en laboratoire par fendage	172
c Mesure de la résistance à la compression uniaxiale	183
d Mesure de la résistance mécanique sur le terrain avec un scléromètre	189
C. Bilan général pétrologique et mécanique	195
1 Rappel sur les différentes méthodes de caractérisation pétro-mécaniques employées	195
2 Corrélations entre la pétrologie, les propriétés mécaniques des roches, et l'érodabilité	198
a Corrélations de premier ordre	198
b Corrélations de second ordre	202
c Bilan sur la prévision de l'érodabilité d'une roche	206
3 Autres conclusions sur la résistance des grès Siwaliks	208
a Ciment et cohésion des grains	208
b Argiles et altération	209
c Litage	210
d Résistance des grains	210
e Perspectives	211
4 Réalisation de coupes transversales dans les grès Siwaliks, conclusions sur l'hétérogénéité des grès	212
a Transect « $[\text{CaCO}_3]$ » et « porosité », origine du ciment carbonaté	213
b Transects « résistance à la traction brésilienne » et « marteau de Schmidt »	215
c Transect « érodabilité »	215

CHAPITRE IV – Mesure in situ de l'érosion du bedrock, modélisation des processus
d'abrasion fluviales : deux exemples himalayens

217

A. Mesures du taux d'érosion annuel sur le terrain.....	222
1 Les travaux antérieurs.....	222
2 Conception de l'instrument de mesure.....	224
a Contraintes techniques.....	224
b Principe de fonctionnement, caractéristiques du matériel, type de mesure.....	225
c Réalisation de l'outil.....	227
d Limitations de l'appareil.....	228
3 Mesure de l'érosion in situ dans la Bakeya et la Ratu.....	230
a Généralités sur notre campagne de mesure.....	230
b Les résultats dans les gorges de la Bakeya Khola.....	231
c Résultats dans les gorges de la Ratu : érosion latérale dans un méandre.....	245
B. Modélisation des écoulements et de la charge sédimentaire dans les gorges de la Bakeya.....	252
1 Création d'un MNT du lit de la Bakeya et de la Ratu.....	252
2 Simulation des écoulements dans les gorges.....	253
a Le logiciel Hec-Ras.....	253
b Les paramètres d'entrée.....	255
c Résultat de la modélisation, estimation des hauteurs d'eau dans les gorges.....	258
3 Profils de concentration et de flux des sédiments en suspension, distribution verticale des particules (Loi de Rouse).....	268
C. Modélisation de l'abrasion du lit rocheux.....	271
1 Modélisation de l'érosion des berges sur les barres instrumentées.....	271
2 Incision potentielle du fond du chenal, effet de couverture.....	276
a Incision du fond du lit sans effet de couverture : incision potentielle.....	276
b Quantification indirecte de l'effet de couverture dans les gorges de la Bakeya, taux d'exposition du substratum.....	278

CHAPITRE V – Vers de nouveaux appareils de mesures : développement de capteurs autonomes

281

A. Les « capteurs d'érosion »	286
1 Objectifs et cahier des charges.....	286
a Mesurer l'érosion fluviale en continu.....	286
b Contraintes techniques	286
2 Les différentes options envisagées.....	287
a Les mesureurs acoustiques.....	287
b La radiofréquence	289
c Les capteurs résistances	290
3 Caractéristiques techniques du capteur résistif	294
a Description et fabrication du dispositif.....	294
b Sensibilité et vérification du comportement	298
4 Résultats obtenus	302
B. Les capteurs de chocs.....	306
1 Objectifs et cahier des charges.....	306
a Mesurer le nombre et l'énergie des impacts sur le fond rocheux	306
b Contraintes techniques	308
2 Caractéristiques techniques du capteur de chocs	309
a Les capteurs piézoélectriques	309
b Designs du « capteur de choc ».....	312
c Dispositif expérimental.....	317
d Caractérisation expérimentale du comportement des capteurs de choc.....	320
e Calibration énergie cinétique de l'impact / signal électrique.....	333
f Bilan et perspectives	335

CHAPITRE VI – CONCLUSIONS

337

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

343

ANNEXES

349

Une **table des matières** détaillée sera proposée en début de chaque chapitre, accompagnée d'une **table des illustrations** (figures, tableaux, équations).

Documents en Annexes

A. ANNEXE 1 : Cartes, vues panoramiques, liste d'échantillons

B. ANNEXE 2 : Modélisation numérique et correction de « l'effet de coupe » sur les images

- 1 Objectif et stratégie
- 2 Effet de coupe sur une sphère
- 3 Modélisation de l'effet de coupe sur une forme quelconque
- 4 Validation du modèle

C. ANNEXE 3 : Echantillonnage des grès dans les Siwaliks

- 1 Campagnes d'échantillonnage et type d'échantillons récoltés
- 2 Organigramme de l'échantillonnage et du traitement des grès

D. ANNEXE 4 : Corrections à appliquer aux mesures des propriétés mécaniques

- 1 Corrections sur la résistance à la traction brésilienne
- 2 Corrections sur la mesure au marteau de Schmidt

Figures dans l'introduction

Figure 1 : Abrasion et érosion fluviale.

Figure 2 : Localisation du laboratoire naturel : les rivières des Siwaliks du Népal Central.

Figure 3 : Coupe structurale schématique de l'Himalaya (A) et des Siwaliks (B).

Mesure du taux d'érosion fluviale sur le terrain, un exemple himalayen

INTRODUCTION

La **géomorphologie quantitative** est une branche assez neuve des géosciences, du fait des difficultés pour mesurer la plupart des processus de transformation du paysage. L'étude des origines et des évolutions du relief de la Terre en relation avec les **processus d'érosion** est longtemps restée une science purement descriptive. En effet les phénomènes à l'œuvre sont généralement très lents voire imperceptibles à l'échelle humaine (par exemple l'érosion des rivières à fond rocheux dans les chaînes de montagne), ou stochastiques et difficiles à intégrer, rendant la mesure aléatoire (glissements de terrain catastrophiques mais rares, crues violentes épisodiques, et cætera). D'autre part les techniques permettant la mesure de ces phénomènes sont relativement récentes (datation des surfaces grâce aux isotopes cosmogéniques, thermochronologie basse température) ou difficiles à mettre en oeuvre sur le terrain (conditions expérimentales contraignantes dans un milieu hostile comme le lit d'une rivière). En outre les processus étudiés se trouvent à l'interface entre la géosphère et l'atmosphère, voire la biosphère : l'interaction de phénomènes de natures très différentes rend le décryptage du « signal » géomorphologique très complexe.

D'une façon générale, deux approches complémentaires peuvent être développées pour tenter de comprendre les systèmes géomorphologiques, au-delà des concepts purement descriptifs :

(1) La première consiste à étudier l'évolution du paysage à **grande échelle et / ou à long terme**, généralement à l'aide de marqueurs indirects comme les taux d'exhumations des roches [e.g. Reiners and Brandon, 2006], les taux d'érosion moyens de bassins versants [e.g. Rahl et al., 2007], ou les flux de sédiments [e.g. Fuller et al., 2003]. Ces « marqueurs » intègrent une large gamme de phénomènes à l'œuvre à la surface de la Terre, et sont souvent associés à des modèles numériques d'évolution du paysage (LEM) [e.g. van der Beek and Braun, 1998]. Cette démarche a notamment pour but d'interpréter la structure des chaînes de montagne [e.g. Beaumont et al., 1992 ; Willett, 1999], les relations entre les processus tectoniques et les changements climatiques [e.g. Derry and France-Lanord, 1997 ; Whipple et al., 1999], l'organisation et la dynamique des réseaux hydrographiques [e.g. Tucker and Wipple, 2002], ou de faire émerger des lois d'échelle qui pourraient régir la surface de la planète [e.g. Kooi et Beaumont, 1996].

(2) La seconde approche s'attache à quantifier les processus d'évolution du paysage à l'échelle du chenal ou de l'affleurement (voire à l'échelle microscopique) sur une durée très courte par rapports aux processus géologiques [i.e. Hartshorn et al., 2002 ; Handcock et al., 1998]. Elle vise à proposer des théories physiques ou des modèles empiriques rendant compte des phénomènes observés [e.g. Sklar and Dietrich, 2004 ; Bitter, 1963]. L'un des buts poursuivis par une telle démarche est de pouvoir à terme intégrer ces processus, notamment via des modèles numériques d'évolution du paysage qui pourront être associés aux études géodynamiques et climatiques évoquées précédemment.

Ce travail de thèse s'inscrit dans cette seconde optique : nous nous sommes intéressés à la mesure et à l'interprétation physique d'un processus géomorphologique particulier à petite échelle, l'érosion fluvatile par abrasion du fond rocheux¹.

La compréhension des processus d'érosion fluvatile et notamment des processus d'abrasion a une importance considérable en géomorphologie. Les flux d'eau sont les principaux agents modelant le relief de la plupart des chaînes de montagnes. L'effet des rivières est double : elles creusent leur lit dans la roche puis évacuent les produits de l'érosion vers l'aval [e.g. Charlton, 2007]. Cette « incision fluvatile » peut favoriser à plus longue échéance d'autres processus d'érosion éventuellement plus importants en terme de volume de roche érodé², mais ce sont bien les rivières qui initient et entretiennent les transformations du relief, et finalement contribuent le plus à l'évolution géodynamique des orogènes actifs parmi les processus « externes ».

Nous avons mis en avant l'importance de la mesure des processus d'érosion en géoscience, précisons à présent le cadre de notre étude à partir des termes employés dans le titre :

« Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux »

Le transport solide fait référence à la capacité d'une rivière à transporter des sédiments par entraînement dans l'eau (charge solide par opposition à la charge dissoute). Nous nous focaliserons sur

¹ Un **processus d'érosion** est processus de dégradation du relief, et donc des roches, causé par un agent externe tel un écoulement d'eau. Par dégradation d'une roche nous entendons perte de masse ou d'épaisseur. Dans une rivière, outre **l'érosion par abrasion**, nous pouvons citer **l'érosion par arrachement de blocs** (elle se produit à plus grande échelle que l'abrasion, souvent à la faveur de diaclases préexistantes dans la roche, et donc potentiellement par simple traction sous l'effet du courant), **l'érosion par cavitation**, **l'érosion chimique** (par altération ou dissolution des minéraux), et cætera [e.g. Handcock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000]. Nous verrons que **l'hydroclastie** (érosion par alternance de cycle saturation – dessiccation) peut également avoir un rôle à jouer sur certaines lithologies.

² Le surcreusement vertical des rivières déstabilise les versants de vallées, entraînant notamment des glissements de terrain. Ce processus d'érosion joue un rôle considérable dans l'Himalaya [e.g. Korup et al., 2007].

le transport de la **charge de fond**, c'est-à-dire par charriage des sédiments grossiers sur le fond des rivières. Le transport de sédiments fins en suspension ne sera évoqué que ponctuellement³.

L'abrasion est un processus d'érosion particulier traité par la tribologie [e.g. Zambelli et Vincent, 1998]. En géologie il s'agit de l'usure mécanique de la roche par frottements et chocs de particules véhiculées par la mer, les cours d'eau, les glaciers, ou le vent. Par définition, l'abrasion du substrat d'une rivière ne peut se produire que lorsque ce dernier est en contact avec un élément abrasif, c'est-à-dire avec la charge sédimentaire transportée. Nous parlons plutôt d'attrition pour qualifier l'abrasion de particules en mouvement entre elles, notamment des galets. Quoi qu'il en soit l'abrasion est la conséquence de plusieurs phénomènes : l'usure et la rayure de deux objets de duretés différentes mis en contact, la dissipation de l'énergie cinétique lors d'un impact en fonction des propriétés élastique des corps impactants et impactés, et cætera. La présence d'aspérité, la nature et la structure des objets, et l'angle d'incidence ont un effet déterminant. Au bout du compte les contraintes causées par le contact entraînent une « fatigue » des matériaux passant par l'apparition de microfractures, puis par la coalescence de ces fractures, et enfin par l'arrachement d'un petit débris de roche : on ne parle d'abrasion que pour de petits volumes érodés (Figure 1, p. 21). Pour qualifier ce phénomène la littérature évoque un « **effet d'outil** » des sédiments sur la roche⁴ [Sklar and Dietrich 2001, 2004, 2006]. C'est pour cette raison que nous nous sommes intéressé au transport sédimentaire par charriage. Notons que nous emploierons parfois le terme plus générique d'« érosion » en substitution à « abrasion ».

Enfin, nous considérons qu'une **rivière à fond rocheux**⁵ est une rivière où l'érosion est active sur le long terme, et donc où le substratum rocheux érodé affleure directement au fond du chenal ou sous quelques mètres de sédiments. En réalité le fond des rivières en érosion est souvent recouvert par des dépôts temporaires de sédiments en transit, qui ne s'accumulent pas durablement sur place [Whipple,

³ Certains auteurs mettent en avant un effet dominant de la **charge en suspension** dans les processus d'abrasion [e.g. Whipple et al., 2000]. Toutefois nous avons supposé que dans certains contextes la **charge de fond** est la principale cause d'érosion du lit rocheux des rivières. Cette hypothèse sera vérifiée. En outre nous verrons dans le Chapitre IV que des résultats expérimentaux (essais d'érosion en laboratoire) vont dans le même sens.

⁴ Cet « **effet d'outil** » (« tools effect ») s'oppose à un « **effet de couverture** » (« cover effect ») des sédiments [Sklar and Dietrich, 2006]. Si la charge sédimentaire disponible est trop abondante par rapport à la **capacité de transport de la rivière** (cf. Chapitre II) sa mobilité est réduite, et une partie des sédiments se dépose temporairement sur le fond. Ces sédiments immobiles font écran aux sédiments transportés et l'effet d'outil devient inefficace. Nous reviendrons sur ce phénomène dans le Chapitre IV.

⁵ La notion de « **bedrock rivers** » diffère selon les auteurs : pour certains le fait que le chenal soit en érosion à long terme ne suffit pas, il faut également que le « bedrock » soit cohésif et que la quantité de sédiments transportés **Qs** soit inférieure à la « capacité de transport » **Qc** de la rivière ($Qs/Qc < 1$) [Whipple, 2004 ; Turowski et al., 2008]. En corollaire les rivières dites « alluviales » correspondraient alors aux rivières s'écoulant sur un fond non cohésif, avec Qs égal à Qc . Les concepts de rivière « **detachment limited** » et « **transport limited** » découlent de cette définition : le premier type correspond aux rivières où l'érosion du lit est limitée par la capacité de la rivière à éroder un substrat résistant, le second type fait référence aux rivières où l'érosion est régie par l'équilibre entre charge transportée et déposée. Nous reviendrons sur les notions de Qs et Qc à la fin du Chapitre II.

2004]. L'action érosive de la rivière peut n'être que sporadique. Ce type s'oppose aux rivières alluviales (de plaine) ou la sédimentation l'emporte.

Les **causes physiques de l'abrasion fluviale du substratum rocheux** sont extrêmement complexes à démêler en contexte naturel. En effet le processus fait intervenir de nombreuses variables pas toujours évidentes à définir avec précision, comme la résistance mécanique de la roche, l'exposition du lit rocheux au courant, les caractéristiques hydrodynamiques de la rivière, les caractéristiques du flux de sédiment transporté, et cætera [Sklar et Dietrich, 2001, 2004]. L'érosion elle-même est extrêmement difficile à mesurer à court terme sur le terrain (taux d'érosion faible et accessibilité limitée). Depuis la fin du XIX^{ième} siècle les géomorphologues et les hydrologues se sont donc tournés vers des **modèles analogiques** [Attal 2003 ; Attal et al. 2006 ; Sklar et Dietrich, 2001] plus ou moins représentatifs des processus naturels pour établir des lois empiriques ou semi empiriques⁶. Toutefois le développement de ces lois est largement incomplet, elles restent très frustrées et ne donnent pas des résultats satisfaisants dans tous les cas de figure. En outre elles sont très rarement confrontées à des données de terrain fiables difficiles à obtenir [e.g. Hartshorn et al., 2002]. **C'est précisément la nécessité de mesurer l'abrasion en contexte naturel qui est à l'origine de notre projet.**

⁶ Les principales lois caractérisant les processus d'érosion dérivent de concepts utilisés en mécanique des roches, eux même basés sur des notions physiques fondamentales [e.g. Bitter, 1963]. Cependant leurs développements dépendent largement de simplifications, d'hypothèses, et de résultats expérimentaux.

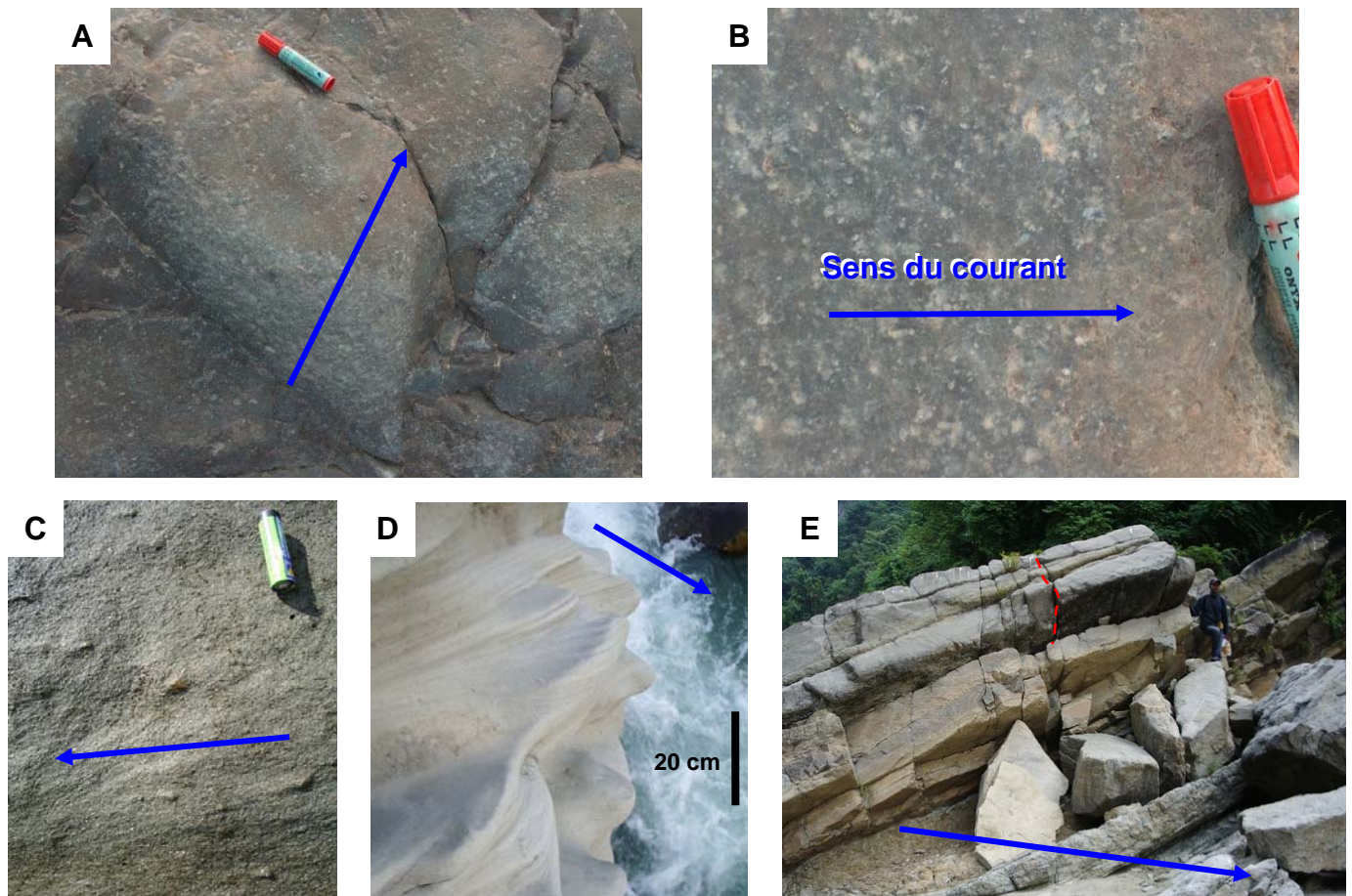


Figure 1 : Abrasion et érosion fluvatile.

Ces photographies ont été prises au Népal. Pour localiser les sites de prise de vue et les noms de lieux ou de rivières, se référer à la **Figure 2** (p. 22), aux documents en **ANNEXE I**, et aux cartes du **Chapitre IV**.

(A) et (B) Abrasion et traces d'impacts de galets sur la barre rocheuse B9 dans la vallée de la Bakeya Khola. La surface de la barre est transversale au courant avec une inclinaison moyenne de 40° : elle est impactée de plein fouet par la charge sédimentaire. Les impacts arrachent de petites esquilles de roche millimétriques, le petit volume érodé dépendant de la taille, de l'angle d'incidence, et de la vitesse des galets (énergie cinétique). Echelle = 10 cm.

(C) Figures d'abrasion sur un banc de grès peu cohésif de la Ratu Khola (site P8). La surface de la barre est sub-v verticale et parallèle au courant. Les impacts de galets ont tendance à être rasants. Des stries apparaissent à l'arrière d'objets résistants enchâssés dans la roche. Echelle = pile de 5 cm.

(D) Figure d'abrasion sur une surface sub-v verticale abritée du courant (bloc de roche B14 moyennement cohésif). Ces rainures (« furrows » ou « flutes ») sont probablement liées à la charge en suspension (ou éventuellement à des phénomènes de cavitation). Elles mettent en relief des niveaux plus résistants.

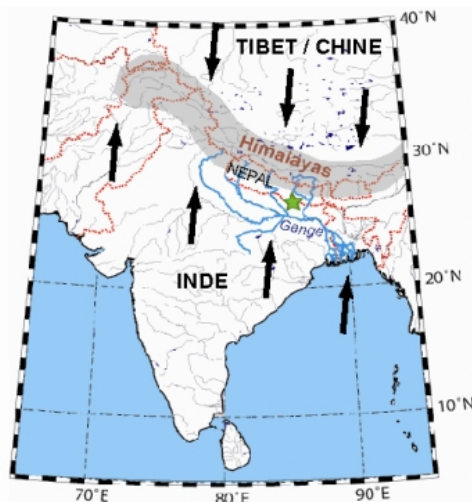
(E) Détachement de blocs sur les berges de la Bakeya à la faveur de diaclases. Ce processus d'érosion fluvatile se produit à beaucoup plus grande échelle que l'abrasion et ne nécessite pas nécessairement l'intervention d'un « outil » (en général l'énergie cinétique des galets est insuffisante pour engendrer des fractures sur toute l'épaisseur d'un banc, mais peut contribuer à l'élargissement des fissures). Les blocs détachés sont ensuite emportés par le courant, ou se font abriter sur place. Echelle = personnage à droite de 1 m 70.

L'objectif de cette thèse est la réalisation d'une étude intégrée sur les processus d'abrasion fluviales de la mesure sur le terrain jusqu'aux modèles analogiques et numériques. Les « laboratoires naturels » que nous avons choisis dans ce but sont des rivières himalayennes où l'érosion fluvatile est extrêmement active, mesurable à l'échelle d'une thèse. Ces rivières sont localisées au Népal Central, elles traversent le front de chaîne de l'Himalaya (versant Sud de la chaîne), et drainent de petits chaînons appelés « Siwaliks » (Figure 2, p. 22).

Les forts taux d'érosion mesurables annuellement dans le lit des rivières drainant les chaînons Siwaliks trouvent leur origine dans :

1. Tout d'abord l'**activité tectonique intense** de la région, avec de forts taux de soulèvement (entraînant un rééquilibrage permanent du relief par l'érosion, notamment fluviale) ;
2. Le climat relativement régulier avec des épisodes presque annuels de fortes crues pendant la **mousson asiatique** (le risque de tomber sur une « mauvaise année » sans crue ni érosion est limité) ;
3. Les **lithologie relativement peu résistantes** qui affleurent dans le Siwaliks (grès, arénites, conglomérats non consolidés), qui s'érode facilement.

Les **Siwaliks** forment le premier relief de piedmont qui se dresse brusquement au nord de la plaine gangétique. Cette étroite ceinture de petits chaînons sub-parallèles à l'axe de la chaîne se distingue nettement du reste de l'Himalaya par la nature des reliefs, constitués soit de badlands couverts de forêts drainés par de larges vals plus ou moins longitudinaux (notamment les « Duns »), soit de collines abruptes coupées par d'étroites cluses transversales. Les Siwaliks du Népal Central atteignent péniblement 1000 m d'altitude et 20 km de large. La plaine de piedmont s'appelle le **Teraï**.



Les **chaînons Siwaliks** se situent au nord du continent indien au pied de l'Himalaya (versant sud). Les rivières himalayennes qui débouchent dans la plaine alluviale du Gange (le bassin d'avant pays himalayen) forment des cônes alluviaux très plats. La région de plaine située à l'apex des cônes immédiatement au sud du front de Chaîne (MFT) s'appelle le **Teraï**.

La zone d'étude se situe au Népal Central entre les rivières **Churre Khola** et **Ratu Khola** (sud de Katmandou). La rivière la plus étudiée dans ce mémoire est la **Bakeya Khola**.

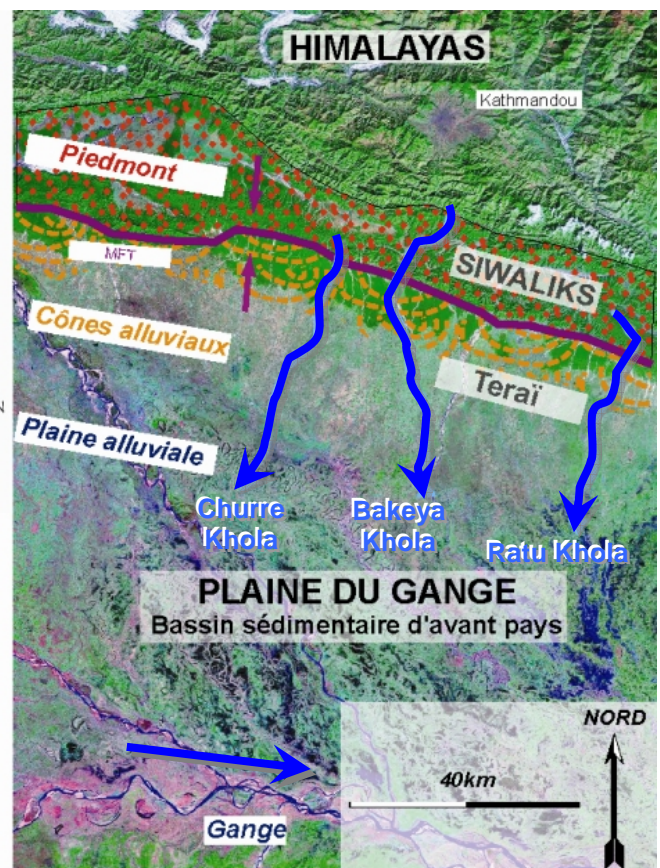


Figure 2 : Localisation du laboratoire naturel : les rivières des Siwaliks du Népal Central.

La formation récente de ce chaînon est associée à la propagation dans le **bassin d'avant pays gangétique** d'un chevauchement majeur, le **Main Frontal Thrust** ou **MFT**, dans le contexte de la collision entre les plaques indiennes et asiatiques (Figure 3A). Ce chevauchement forme un pli de rampe qui a basculé et exhumé localement les couches les plus profondes du bassin sédimentaire, construisant une topographie en forme de cuesta en pente plus douce vers le Nord (Figure 3B). Une pile de sédiments atteignant jusqu'à 6000m d'épaisseur affleure à la surface dans la « fenêtre » des Siwaliks, soit un enregistrement sédimentaire continu de plus de 15 millions d'années [e.g. Delcaillau, 1992].

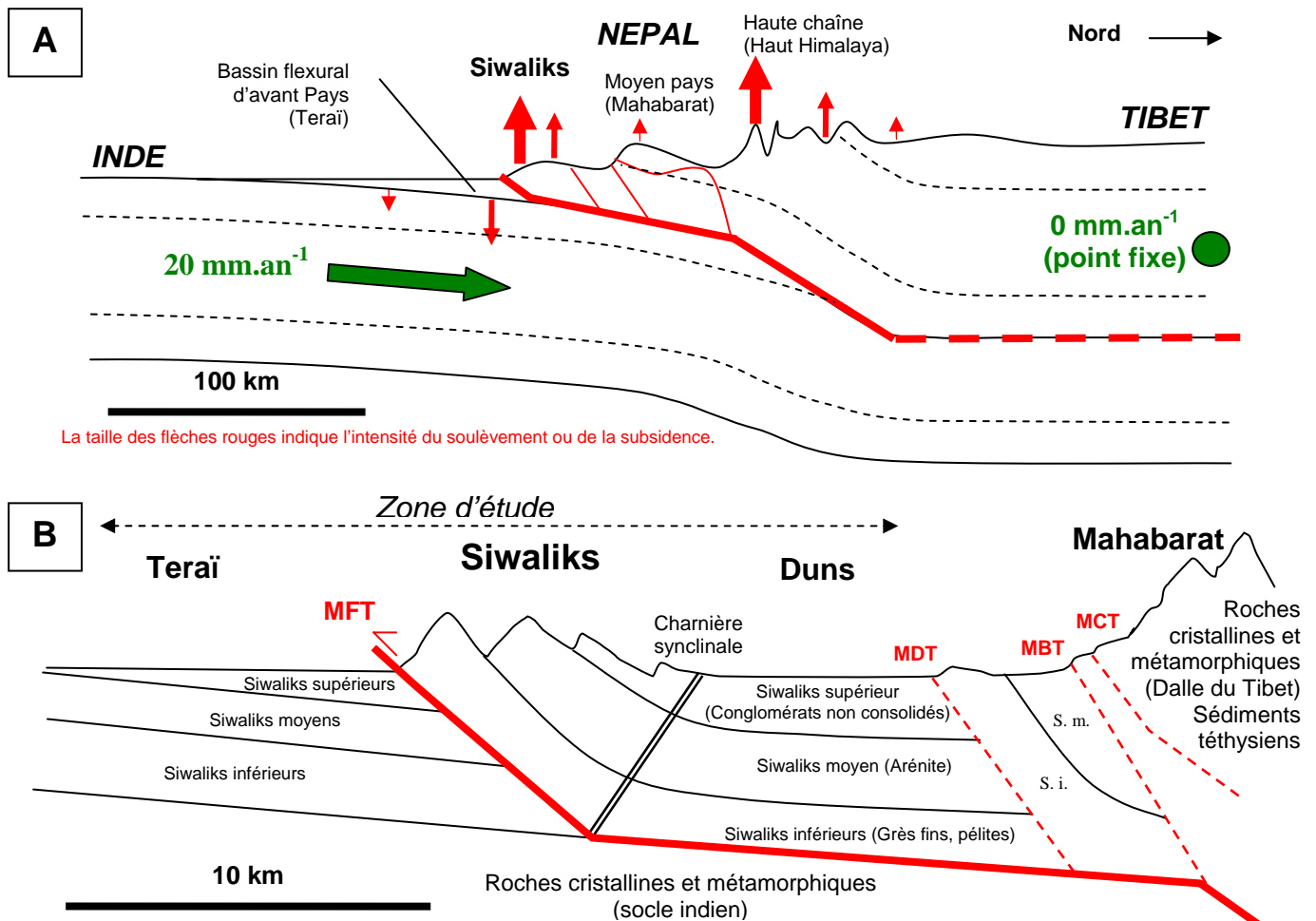


Figure 3 : Coupe structurale schématique de l'Himalaya (A) et des Siwaliks (B) au Népal Central.

La chaîne himalayenne est la plus considérable orogène qu'ait connue la Terre depuis plusieurs centaines de millions d'années. Toute l'Asie du Sud-Est est le théâtre d'une tectonique extrêmement active résultant de la collision entre l'Asie et le sous continent Indien. La vitesse de convergence grossièrement orientée suivant un axe Sud-Nord atteint près de 50 mm.an^{-1} , dont 20 mm.an^{-1} accommodés au niveau des chevauchements crustaux himalayens qui s'étirent sur 2500 km d'Est en Ouest [e.g. Lyon-Caen and Molnar, 1985 ; Lavé and Avouac, 2001 ; Takada and Matsu'ura, 2004]. On estime que le taux d'exhumation des roches, ainsi que les taux d'érosion et d'incision (ne pas confondre ces trois notions), dépasseraient très souvent 1 mm.an^{-1} (1 km par million d'années), voire beaucoup plus, notamment dans les Siwaliks du Népal Central où l'incision fluviale récente déterminée par l'abandon des terrasses dépasserait localement 10 mm.an^{-1} [Lavé and Avouac, 2000, 2001].

Les Siwaliks correspondent à une structure de rampe, avec une charnière synclinale au Nord et parfois une charnière anticlinale au Sud vers le front. Ils sont souvent constitués de plusieurs petites écailles. Notons que le contexte géologique de la région est relativement simple spatialement, les structures semblant stable au cours du temps bien qu'en perpétuel renouvellement par la tectonique et l'érosion : on parle d'équilibre stable dynamique.

Nous reviendrons dans le **Chapitre II** (paragraphe 6, p. 108) sur la nature de la série sédimentaire Siwaliks. Pour le moment, retenons simplement qu'il s'agit exclusivement de dépôts silico-détritiques continentaux issus de l'érosion de l'Himalaya, dépôts de piedmont (bassin d'avant pays que nous qualifierons de « molassiques » pour simplifier. La série sédimentaire est grossièrement divisée en **trois unités lithostratigraphiques asynchrones** (d'où l'usage de minuscules) :

(1) A la base de la série les **Siwaliks inférieurs** affleurent localement vers le front de chaîne (partie aval du bassins versants des rivières). Ce sont essentiellement des grès à ciment carbonaté, très indurés, à travers lesquelles les rivières creusent des cluses étroites (exemple des gorges de la Bakeya).

(2) Au dessus, les **Siwaliks moyens** sont constitués de grès peu consolidés et d'arénites appelées « Salt and Pepper » à cause de la présence de gros micas blancs et noir (Chapitre III). Ces faciès sont souvent associés à une topographie de vallées assez encaissées avec des rivières à chenal plutôt étroit.

(3) Enfin, au sommet de la série et parfois en concordance avec les dépôts actuels dans les « Dun », on trouve les dépôts grossiers **Siwaliks supérieurs**, des conglomérats non consolidés. Ces unités conglomératiques affleurent largement dans la partie amont des bassins versants des rivières. Dans ces lithologies non cohésives les rivières prennent des caractéristiques « alluviales », bien qu'elles soient en érosion long terme : le lit s'élargit parfois fortement avec une « chenalisation » en tresse.

La plupart des rivières étudiées ne drainent que les séries Siwaliks, et traversent d'amont en aval les unité Siwaliks supérieurs, puis Siwaliks moyens, et enfin Siwaliks inférieurs, avant de franchir le MFT pour déboucher sur les cônes alluviaux de la plaine du Teraï. Finalement nos trois principaux sites d'étude sont (Figure 2, p. 22) : pour les mesures d'abrasion sur le terrain⁷ les vallées de la **Bakeya Khola** (~ 300 km² en amont du MFT) et de la **Ratu Khola** (90 km² en amont du MFT) ; pour l'étude de la charge de fond des rivières la vallée de la **Churre Khola** où les conglomérats Siwaliks supérieurs affleurent particulièrement bien (35 km² en amont du MFT). En outre nous avons également travaillé sur une douzaine d'autres rivières entre les villes de Birganj et de Janakpur, certaines d'entre elles seront présentées dans le Chapitre II.

⁷ Les sites de mesure sont situés près du front de chaîne vers le MFT là où le soulèvement est maximum, c'est-à-dire dans les gorges terminales (cluses) juste avant que les rivières ne débouchent dans la plaine. A ces endroits le lit est encaissé et le substratum rocheux affleure largement, au moins sur les berges. Dans la vallée de la Ratu, le substratum est constitué d'arénites Siwaliks moyens, tandis que dans la vallée de la Bakeya les grès indurés Siwaliks inférieurs affleurent.

La démarche suivie pendant nos travaux de thèse est simple : pour interpréter les processus d'érosion et d'abrasion sur le terrain, il ne suffit pas de les mesurer, il faut également contraindre « l'environnement érosif » du chenal. Nous verrons que cette première tâche traitée dans les Chapitre II et III est plutôt facilitée par le contexte géologique des Siwaliks.

Le **Chapitre II** sera donc consacré à la caractérisation des **flux d'eau et de sédiments** indispensables à l'interprétation des processus d'érosion (effet d'outil). Nous verrons qu'une grande partie de nos travaux a porté sur des considérations méthodologiques de mesure de la **charge de fond**, notamment de sa **granulométrie**. En outre nous nous attarderons sur une problématique connexe liée aux processus de transport et de tri granulométrique dans les rivières himalayennes étudiées : l'origine des **transitions sable – gravier**. Ce paragraphe a fait l'objet d'un article qui sera prochainement soumis.

Dans le **Chapitre III** nous nous pencherons sur le second facteur à contraindre sur le terrain : la résistance **mécanique des roches du substratum** (grès et arénites Siwaliks). Ce chapitre sera l'occasion de préciser la notion « **d'érodabilité d'une roche** », c'est-à-dire la capacité d'une roche à se faire éroder. Cette propriété expérimentale essentielle est mesurée dans un modèle analogique, le **dispositif de simulation de l'érosion fluvatile** développé par M. Attal [2003]. Nous étudierons sa signification physique en testant sa corrélation avec les propriétés pétro-mécaniques habituellement mesurées pour caractériser une roche comme la porosité, la résistance à la traction, ou la valeur du rebond de Schmidt.

Dans le **Chapitre IV** nous présenterons les **mesures d'érosions effectuées sur le terrain** à partir de campagnes de microtopographie différentielle suivant la démarche originale de Hartshorn et al. [2002]. A partir des contraintes établies dans le Chapitre II et le Chapitre III, nous interpréterons nos données, et nous proposerons des modèles permettant de prévoir l'érosion sur les sites de mesure.

Enfin dans le **Chapitre V** nous proposerons deux types de capteurs entièrement nouveaux. Le premier nous permet de mesurer l'érosion automatiquement et en continu, le second quantifie l'énergie et la fréquence des impacts de galets sur les surfaces exposées au courant dans le lit des rivières. Ces dispositifs ont été testés en laboratoire et seront installés sur le terrain avant l'été et la mousson 2008.

NOTE : Ces travaux de thèses ont été réalisés dans la continuité de ceux de Mikaël Attal et de Jérôme Lavé. De plus la vallée de la Bakeya en particulier, et les Siwaliks du Népal Central en général, ont fait l'objet de plusieurs publications, notamment celle de Harrison et al. [1993] sur la magnétostratigraphie de la série Siwaliks dans la région, et ceux de Lavé et Avouac [2000, 2001] sur l'incision fluviale récente (à partir de l'abandon des terrasses fluviales) et la morphologie du bassin versant. Les résultats ces études et les nombreux relevés effectués dans le passé sont des bases indispensables à notre projet. Ces éléments ont fortement influencé le choix de nos « laboratoires naturels ».

CHAPITRE II

**Caractérisation des flux :
hydrologie et charge de fond des rivières du Népal Central**

TABLE DES MATIERES DU CHAPITRE II

A. Hydrologie des rivières étudiées dans les Siwaliks du Népal Central	32
1 Installation d'une station de jaugeage manuelle sur la Bakeya dans le Terai.....	33
a Mesure préalable du débit d'étiage.....	33
b Environnement et installation de la jauge.....	34
c Elaboration de la courbe de calibration des débits.....	35
d Résultats de la campagne 2006 de mesure des débits.....	36
• Allure des pics de crue.....	36
• Fréquence et intensité des crues.....	39
e Installation de deux enregistreurs du niveau de l'eau dans les gorges de la Bakeya.....	41
2 Quelques pistes pour aller plus loin... ..	41
B. Caractérisation du flux de sédiments provenant des Siwaliks du Népal Central.....	43
1 Objectifs et stratégie	43
a Estimation sur le terrain de la granulométrie de la charge de fond	44
• Une première étape classique : étude des dépôts alluvionnaires récents.....	44
• Une seconde étape originale : études de la « source » des alluvions, caractérisation granulométrique des molasses Siwaliks.....	45
b Modélisation du volume de sédiments transporté.....	45
2 Qu'est ce que la granulométrie d'un objet ?	46
a Morphométrie, morphologie, et granulométrie.....	46
b Caractérisation basique des formes en 3D	46
c Caractérisation des formes en 2D	49
3 Généralités sur l'exploitation des données granulométriques	52
a Format des données granulométriques.....	52
b La médiane de la taille des grains : calcul du D50 et des centiles.....	52
c Analyse poussée du spectre granulométrique	53
4 Généralités sur l'échantillonnage granulométrique	54
a Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique.....	54
• Echantillonnage volumétrique réel (« volumetric » ou « bulk sampling »)	54
• Echantillonnage ponctuel et régulier en surface (« grid » et « line sampling »)	54
• Echantillonnage surfacique.....	55
• Bilan et problèmes de conversions entre les méthodes.....	55
b Problèmes de représentativité des échantillons.....	56
• Un échantillon est il représentatif du sédiment analysé ?	56
• Un échantillon est il représentatif des sédiments présents sur un segment de rivière ?.....	57
➤ Variations verticales de la granulométrie : l'armure et bancs de sable.....	58
➤ Variations spatiales des faciès sur de faibles distances dans les rivières.....	62
➤ Variations temporelles des faciès.....	62
➤ Estimation du nombre d'échantillons à prélever : cas du tamisage.....	64
➤ Estimation du nombre d'échantillons à prélever : cas des méthodes « grid-by-number » ..	64
• Bilan sur les contraintes d'échantillonnage	64
5 Nos protocoles expérimentaux.....	66
a Avertissements sur l'estimation empirique de la granulométrie.....	66
b Mesure de la granulométrie par tamisage	66
• Le tamisage sur le terrain.....	67
➤ Choix de l'emplacement	67
➤ Préparation du site, prélèvement de l'échantillon.....	67
➤ Tamisage à proprement parlé.....	68

➤	Détermination de la fonction de densité des galets et calcul du D50, D10, et D90.....	70
•	Tamissage en laboratoire	71
•	Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain	71
➤	Biais liée à la maille carrée des tamis [d'après Attal, 2003].....	71
➤	Fragilité des clastes dans les molasses anciennes	74
➤	Conclusions sur les marges d'incertitude du tamissage dans notre contexte particulier.....	76
c	Mesure de la granulométrie par analyse photographique	78
•	Principes de base de la granulométrie par analyse d'image	78
➤	Quel intérêt de mesurer la granulométrie par analyse d'image ?.....	78
➤	Conversions 2D / 3D : la stéréologie	79
➤	Effet de coupe et effet de probabilité d'intersection.....	80
➤	Les modèles de correction 2D / 3D dans la littérature.....	81
➤	Technique de re-échantillonnage ponctuel sur une surface 2D	83
➤	Quantification de l'effet de coupe et bilan provisoire sur l'incertitude.....	84
➤	Autres stratégies envisageables de mesure de la granulométrie par analyse d'image.....	85
•	Protocole de mesure de la granulométrie 2D des clastes sur photo.....	86
➤	« Echantillonnage » photographique, correction des photos, déformation des objets.....	86
➤	Re-échantillonnage des clastes sur la photographie.....	87
➤	Mesure des dimensions apparentes et classification des objets	88
•	Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain	90
➤	Problème d'identification du contour des clastes, mauvaise qualité des affleurements et des photographies.....	90
➤	Effets de coupe et d'orientation sur le terrain, autres effets particuliers	93
d	Mesure de la granulométrie par comptage direct en surface	96
•	Principe de base et variantes	96
•	Procédure générale.....	97
•	Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain	97
e	Mesure de la granulométrie par granulomètre laser	98
•	Fonctionnement du granulomètre laser.....	98
•	Echantillonnage et préparation des échantillons d'alluvions récentes et d'arénites peu consolidées.....	99
•	Echantillonnage et désagrégation des arénites et des grès.....	99
➤	Généralités	99
➤	Concassage des roches indurées	100
➤	Attaque acide	100
➤	Lessivage des résidus solides.....	100
•	Mesure dans le granulomètre laser	101
•	Biais et difficultés spécifiques à la granulométrie laser.....	101
➤	Prélèvement des sous-échantillons pour l'analyse.....	101
➤	Dérive en cours d'expérience du spectre granulométrique vers la fraction fine.....	101
•	Interprétation des courbes granulométriques laser, implication sur l'altération ou la fracturation des grès Siwaliks	104
f	Tableau de classement des méthodes d'analyse granulométrique évoquées dans cette étude ..	106
6	RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles, interprétation de la transition sable-gravier	108
7	RESULTAT 2 : Modélisation du flux de sédiment dans les bassins versants.....	120
a	Estimation du flux long terme de sédiments à partir du soulèvement	120
b	Estimation du flux potentiel par intégration des capacités de transport	121
•	Bases de la théorie du transport de sédiment dans les rivières	121

➤ « shear stress » et « Shield stress »	121
➤ Loi d'entraînement des grains.....	123
• Calcul pour les gorges de la Bakeya	124

TABLE DES ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE II

FIGURES

Figure 1 : Estimation du débit d'étiage dans les gorges près du point B10.....	33
Figure 2 : Configuration de la station de jaugeage sous le pont de la Bakeya (Nijgad).....	34
Figure 3 : Courbe de calibration des débits sous le pont de la Bakeya (Nijgad).	36
Figure 4 : Exemple de la crue de la Bakeya du 26 juillet 2006 : précipitations et évolution des débits.	37
Figure 5 : Exemple de la crue de la Bakeya du 26 juillet 2006 : modélisation des débits.....	38
Figure 6 : Episodes de crues de la Bakeya pendant la mousson 2006.	40
Figure 7 : Courbe des débits classés lors de la mousson 2006 sous le pont de Nijgad.....	40
Figure 8 : Différentes formes simples et notion de rapport de longueur [extrait de Sahagian and Proussevitch, 1998].....	47
Figure 9 : Définition des trois axes d'un galet en 3D.	48
Figure 10 : Morphométrie d'objets en 2D selon la formulation adoptée.....	50
Figure 11 : Autres définitions possibles des axes d'une particule en 2D [d'après Higgins, 2000].	51
Figure 12 : Volume de sédiment à prélever pour caractériser la granulométrie d'un échantillon, estimation de l'incertitude sur les classes granulométriques [Milan et al., 1999].....	57
Figure 13 : L'effet de pavage dans les rivières Siwaliks (amont).....	59
Figure 14 : « Patches » de particules fines et bancs de sable dans les rivières népalaises.	60
Figure 15 : Comparaison de la granulométrie de la charge de fond, de la granulométrie de l'armure (surface), et de la granulométrie de sub-surface [d'après Garcia et al., 1999].	61
Figure 16 : Bloc diagramme présentant la répartition granulométrique caractéristique dans une rivière en tresse du Teraï.	63
Figure 17 : Préparation du lit d'une rivière en vue du tamisage (Bakeya, dans le Siwaliks).	68
Figure 18 : Tamisage des alluvions récentes de la Churre Khola (a) et des molasses Siwaliks (b)	68
Figure 19 : Influence de l'humidité de l'échantillon sur les mesures de granulométrie.....	69
Figure 20 : Spectre granulométrique volumique / massique et calcul du D50	70
Figure 21 : Influence de la forme d'un claste sur sa capacité à franchir les mailles d'un tamis [d'après Attal, 2003].....	72
Figure 22 : Evolution des rapport de longueur en fonction de la classe granulométrique, galets de la rivière Marsyandi [d'après Attal, 2003].	73
Figure 23 : Altération des galets dans les conglomérats Siwaliks Sup.....	75
Figure 24 : Fracturation tectonique ou sédimentaire des clastes pendant la diagenèse.....	76
Figure 25 : Schématisation de l'effet de coupe, différence entre le spectre granulométrique 2D et le spectre granulométrique 3D, cas de sphères [Sahagian and Proussevitch, 1998].....	81
Figure 26 : Classification des méthodes stéréologiques [Higgins, 2000].....	82
Figure 27 : Cavités tapissées de particules fines laissées par la chute de gros galets (molasse Siwaliks). .	87
Figure 28 : Reproductibilité des mesures granulométriques sur photo, influence de la taille de l'échantillon.	88
Figure 29 : Traitement d'image et utilisation du logiciel d'analyse morphométrique « Imagetool »	89
Figure 30 : Exemples d'affleurements conglomératiques naturels de mauvaise qualité.....	91
Figure 31 : Galets « imbriqués » et légère extrapolations des contours, détails sur le traitement d'image.	92

Figure 32 : Evolution du front d'érosion sur une falaise molassique non consolidée.	94
Figure 33 : Effet de coupe « normal » et effet de coupe « biaisé » par la granulométrie de la matrice.	95
Figure 34 : Effet de coupe « normal » et effet de coupe « biaisé » par le degrés d'affleurement des galets.	96
Figure 35 : Evolution du D50 et de l'obscurité dans le granulomètre laser en fonction du temps.....	102
Figure 36 : Evolution de spectres granulométriques, nettoyage, désagrégation, et éclatement des grains	103
Figure 37 : Comparaison des spectres granulométriques de grès Siwaliks et d'une alluvion sableuse actuelle prélevée dans le Terai : évidences de « dégradation » des clastes.	104
Figure 38 : Localization maps.....	110
Figure 39 : Grain size evolution in old Siwaliks molasses, example of the Chure River.	113
Figure 40 : Grain size evolution in old Siwaliks molasses, other examples.....	113
Figure 41 : Grain size evolution along modern rivers.	115
Figure 42 : River profiles and locations of the sand gravel transition.	116
Figure 43 : Aggradation versus progradation of the gravel-sand transition, petrologic and geophysical evidences.....	118
Figure 44 : Carte du soulèvement dans les Siwaliks d'après Lavé et Avouac [2000]......	121

TABLEAUX

Tableau 1 : Table des facteurs de conversion entre les différentes méthodes d'échantillonnage d'après Kellerhals and Bray [1971]......	56
Tableau 2 : Tableau récapitulatif des différentes techniques de mesure de la granulométrie employées.	107

EQUATIONS

Équation 1 : Rayon hydraulique et calcul de la vitesse du courant selon la loi de Manning.....	35
Équation 2 : Définition du facteur de forme.	49
Équation 3 : Définition de la compacité.	49
Équation 4 : Formules de la moyenne, du classement, et autres paramètres granulométriques.....	53
Équation 5 : Calcul du diamètre moyen maximal d'un galet pouvant traverser la maille d'un tamis [d'après Attal, 2003].	72
Équation 6 : Explication de l'effet de probabilité d'intersection pour des sphères [Higgins, 2000]......	81
Équation 7 : Flux de sédiment calculé à partir du soulèvement des Siwaliks.	120
Équation 8 : Approximation de la contrainte cisailante basale dans le lit d'une rivière (« shear stress »).	122
Équation 9 : Le « Shield stress », contrainte cisailante adimensionnelle.	123
Équation 10 : Loi d'entraînement des grains de Meyer-Peter et Muller [1948].	123
Équation 11 : Flux potentiel de sédiment en amont de gorges de la Bakeya, calculé à partir de la capacité de transport de la rivière.	124

Caractérisation des flux : hydrologie et charge de fond des rivières du Népal Central

Les processus d'érosion fluviales dépendent à la fois de la vitesse du courant et des caractéristiques de la charge sédimentaire solide. La connaissance de ces paramètres est essentielle pour interpréter les mesures annuelles d'érosion in situ et pour la modélisation de l'abrasion du substratum (Chapitre IV). La première étape de notre travail de recherche a donc porté sur la caractérisation des flux d'eau et de sédiments dans les rivières népalaises étudiées.

A. Hydrologie des rivières étudiées dans les Siwaliks du Népal Central

L'objectif de ce chapitre est de déterminer les **variations de débit** et la **fréquence des crues** dans les rivières népalaises étudiées, notamment dans le bassin versant de la Bakeya où se trouvent les principaux sites de mesure de l'érosion. Dans le Chapitre IV ces données nous permettront de calculer au niveau des sites instrumentés les hauteurs d'eau, les vitesses des fluides, les contraintes exercées sur le bedrock, et la puissance des crues.

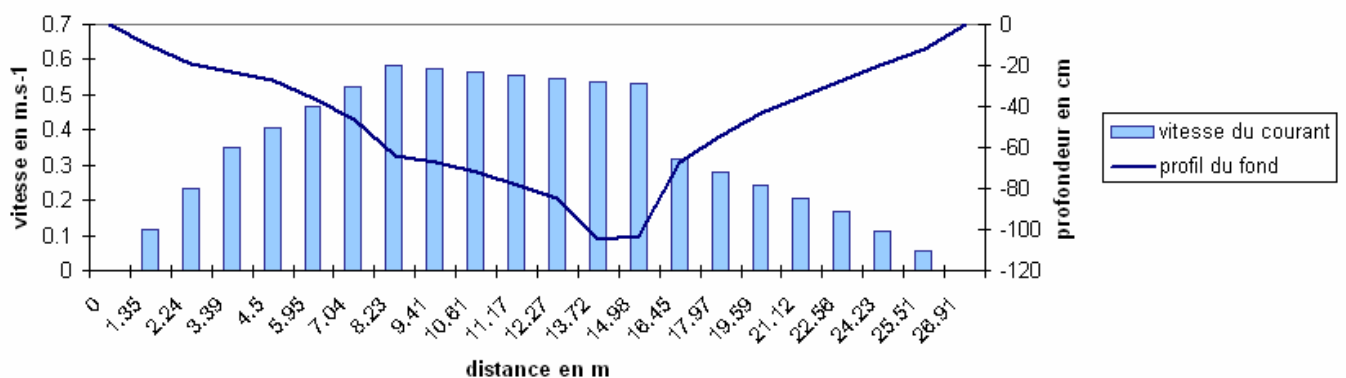
Les données hydrologiques sur les petits bassins versants étudiés sont quasiment inexistantes. Seule la plus importante, la Bagmati, a fait l'objet de quelques campagnes de mesures au niveau du barrage d'irrigation de Karmaiya [e.g. Fort, 1997]. Il existe également d'autres stations de jaugeage sur cette rivière en Inde, ainsi que quelques données fragmentaires sur la Bakeya [Jain and Sinha, 2004], mais les sites de mesures sont trop éloignés de la zone d'étude pour présenter un intérêt. **Nous avons donc préféré procéder nous même aux mesures de débit.**

1 Installation d'une station de jaugeage manuelle sur la Bakeya dans le Terai

Notre station de jaugeage manuelle nous a donné des résultats intéressants sur le déroulement des crues de mousson pendant l'été 2006. Les données recueillies lors de la mousson 2007 ne figurent pas dans ce manuscrit car elles n'étaient pas encore disponibles au moment de la rédaction du manuscrit. Les données de la mousson 2008 devraient être récupérées en novembre.

a Mesure préalable du débit d'étiage

Le débit instantané dans les gorges de la Bakeya a été mesuré un peu en aval du point B10 en début de période d'étiage (fin novembre 2005). Pour ce faire nous avons subdivisé la rivière en tronçons fictifs, dans lesquels nous avons mesuré la vitesse à la surface de l'eau à l'aide d'un petit flotteur. L'intégration du profil de vitesse donne une valeur approximative de débit de l'ordre de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ maximum (Figure 1). Ce débit doit continuer à diminuer légèrement jusqu'à la fin de la saison sèche.



$$Q = \sum_i Li * Hi * Ui$$

Figure 1 : Estimation du débit d'étiage dans les gorges près du point B10.

Le profil transversal de rivière est divisé en 22 tronçons « i ».

Q est le débit instantané total de la rivière ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Li est la largeur du tronçon de rivière i (m), et **Hi** est la hauteur d'eau localement sur le tronçon i (m).

Ui est la vitesse locale du courant mesurée en surface ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Chaque barre de l'histogramme donne une mesure de vitesse du courant en surface sur un tronçon i.

Le point B10 se situe dans les gorges terminales de la Bakeya et correspond à un site de mesure de l'érosion (voir les cartes du Chapitre IV). A cet endroit la vitesse moyenne en surface pendant l'étiage est de $0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ pour une pente d'environ 3.7%. Pour simplifier, sur chaque tronçon i la vitesse du courant a été considérée constante verticalement et égale à la vitesse de surface, d'où une surestimation inévitable du débit. Finalement l'intégration du profil de vitesse, en fait la sommation des débits calculés sur chaque tronçon i, donne un débit total maximal de $5.3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (débit approximatif). De telles valeurs permettent de calculer un coefficient de Manning minimum de 0.031 (faibles rugosités sur le fond).

En suivant la méthode de calcul différente proposée dans le paragraphe suivant (« Elaboration de la courbe de calibration des débits », p. 35) nous obtenons pour les hauteurs d'eau mesurées sur le terrain un débit total comparable de 3.5 à $5.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une vitesse moyenne du courant de 0.25 à $0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (selon le coefficient de Manning choisi, dans une gamme raisonnable 0.03 à 0.05).

b Environnement et installation de la jauge

Nous avons installé notre jauge sous un pont situé 7 km en aval du MFT près du village de Nijgad (point B22 sur la carte en Annexe I). Cet emplacement est assez éloigné des sites de mesure de l'érosion dans les gorges terminales de la rivière (Chapitre IV), mais les gorges sont difficiles d'accès pendant la mousson et se prête moins bien à l'installation de la station. La jauge est une échelle graduée peinte sur la plus haute pile du pont au niveau du chenal principal de la rivière. Le niveau 0 correspond au niveau d'étiage de la rivière à cet endroit (les motifs ont été peints à la fin de la saison sèche).

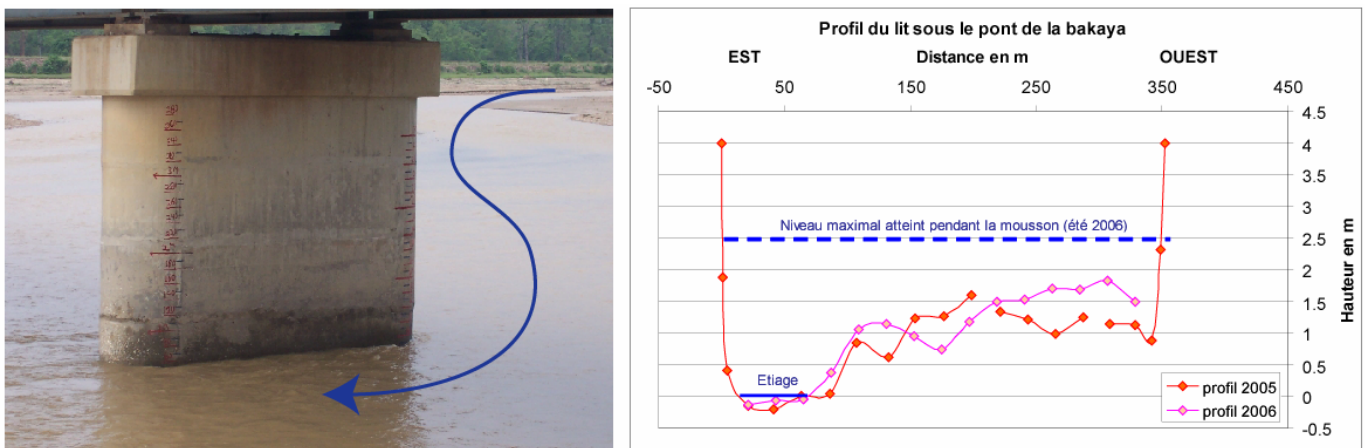


Figure 2 : Configuration de la station de jaugeage sous le pont de la Bakeya (Nijgad).

Le Pont sur la Bakeya mesure 350 m de long et comporte 15 piles et deux remblais de 4 m de hauteur sous le tablier. Chaque pile fait 1.5 m de large sur 4 m de long, l'espace libre entre les piles étant constant (20.5 m). A cet endroit la rivière est canalisée par deux digues parallèles. La résolution de la mesure est de 5 cm. Sur la photographie la hauteur d'eau atteint 55 cm.

Le profil transversal de la rivière sous le pont a été mesuré avec un laser ou simplement à partir du tablier du pont. D'une année sur l'autre le chenal s'est déplacé et une petite barre de galet de 10 cm d'épaisseur s'est déposée au pied de l'échelle graduée.

La pente moyenne de la rivière mesurée sur les cartes topographiques et sur le MNT, sur un segment de 500 m de part et d'autre du pont, atteint 0.40% à 0.44%.

Un villageois népalais est venu deux fois par jour de juillet à mi septembre 2006 pour relever la hauteur d'eau sur la pile du pont, vers 7h et vers 17h. En avril, mai, septembre, et octobre, une seule mesure par jour a été effectuée (à 7h)¹. Les oscillations de la surface de l'eau liées à la turbulence du flux sont de l'ordre de 0 cm à 20 cm d'amplitude.

¹ Au Népal Central, à basse altitude, la mousson dure généralement de mi juin à mi septembre. A partir du mois d'avril des orages parfois violents de pré mousson éclatent ça et là. Pendant la mousson, les pluies très abondantes sont plus généralisées mais durent rarement plusieurs jours de suite ni même toute la journée : il pleut essentiellement la nuit, parfois sous forme d'orage. Le temps reste même parfois sec pendant plus d'une semaine. En fin de saison les pluies se raréfient progressivement et deviennent occasionnelles après octobre. L'opérateur népalais a également effectué un relevé pluviométrique quotidien tous les matins pendant l'été 2006.

c Elaboration de la courbe de calibration des débits

En l'absence de mesures directes des vitesses d'eau et des débits sous le pont pour définir une courbe de calibration Débit = f(hauteur d'eau), nous avons opté pour l'application de la loi classique de Manning-Strickler. L'estimation du débit à partir de cette loi se fait d'après un modèle d'écoulement 1D simple : Les données nécessaires sont : un profil topographique transversal de la rivière ; une hauteur d'eau au niveau de cette section ; une pente longitudinale de la rivière. Le calcul se fait en plusieurs étapes (Équation 1) :

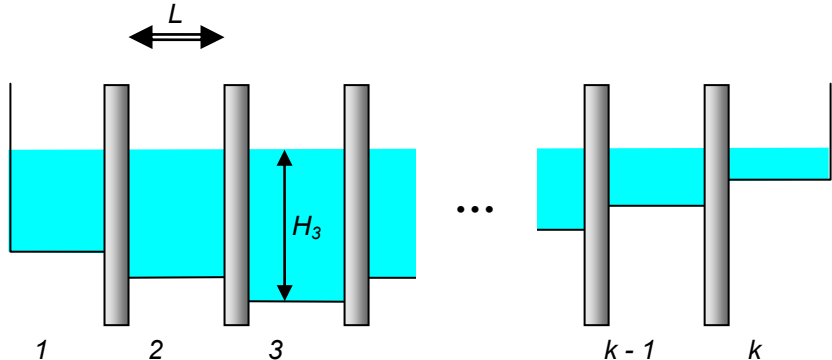
1. La section de rivière est subdivisée en tronçons délimités par les piles du pont.

2. Le **rayon hydraulique** et une valeur unique de la **vitesse du courant** sont calculés sur chaque tronçon suivant la formule de Manning.

3. Il suffit de multiplier les valeurs de vitesse par la section mouillée pour obtenir un débit total sur la section de rivière sous le pont.

$$R_{Hi} = \frac{A_{Hi}}{P_{Hi}} = \frac{L * H_i}{L + 2H_i}$$

$$U_i = \frac{1}{n} * (S)^{\frac{1}{2}} * (R_{Hi})^{\frac{2}{3}}$$

$$Q = L * \sum_i H_i * U_i$$


Équation 1 : Rayon hydraulique et calcul de la vitesse du courant selon la loi de Manning.

R_{Hi} est le rayon hydraulique d'un tronçon i de rivière assimilé à une section carrée.

L est l'espace entre les piles (constant).

A_{Hi} est la section mouillée d'un tronçon i de rivière assimilé à une section carrée.

P_{Hi} est le périmètre mouillé d'un tronçon i de rivière assimilé à une section carrée.

H_i est la hauteur d'eau sur le tronçon i de rivière.

U_i est la vitesse du courant sur un tronçon i de rivière.

S est la pente locale de la rivière.

n est le coefficient de Manning (« Manning's friction factor ») qui augmente avec la « rugosité » du fond. Un lit de rivière régulier couvert de galet présente un coefficient de 0.03 à 0.04.

Q est le débit total de la rivière sous le pont².

² Cette méthode de calcul est très simplifiée et ne tient pas compte de l'effet de constriction (ou contraction) lié au resserrement du cours au niveau du pont. Le débit calculé pourrait être surestimé de 15 % pour les crues extrêmes.

4. Pour toute la gamme des hauteurs d'eau mesurées, les débits calculés permettent d'estimer la **courbe empirique de calibration des débits** (« rating curve »). Il suffit souvent d'ajuster une **fonction puissance** sur le jeu de données, en jouant sur ses paramètres (Figure 3).

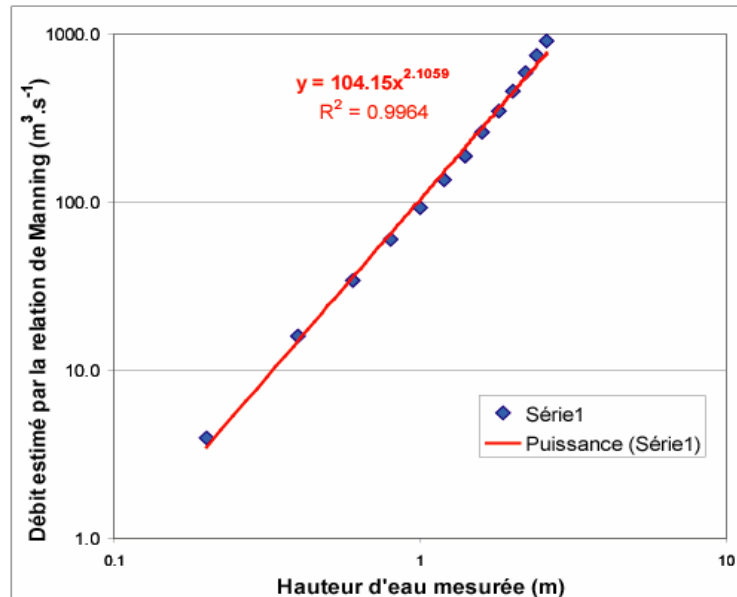


Figure 3 : Courbe de calibration des débits sous le pont de la Bakeya (Nijgad).

Il va de soit que sans mesure directe de la vitesse du courant sur le terrain pour calibrer le modèle, la marge d'erreur sur l'estimation du débit est potentiellement importante. En outre un décalage de 10% sur la hauteur d'eau mesurée (par exemple 10 cm pour une hauteur d'eau de 1 m) entraîne une erreur de l'ordre de 15% sur le débit. Pour les prochaines années la confrontation des estimations effectuées sous le pont avec celles obtenues au niveau d'autres stations de jaugeage installées en amont (cf. « Installation de deux enregistreurs du niveau de l'eau dans les gorges de la Bakeya », p. 41) nous permettra de mieux quantifier les incertitudes.

d Résultats de la campagne 2006 de mesure des débits

- **Allure des pics de crue**

Les crues de la Bakeya se produisent brutalement et durent peu de temps, comme l'illustre la Figure 4. A priori le débit maximal se maintient moins de 12h sauf si l'épisode pluvieux se prolonge un peu dans le temps, tandis que la décrue, rapide au début, peut finalement s'étaler sur une semaine. La qualification de « crue éclair » semble fréquemment justifiée.

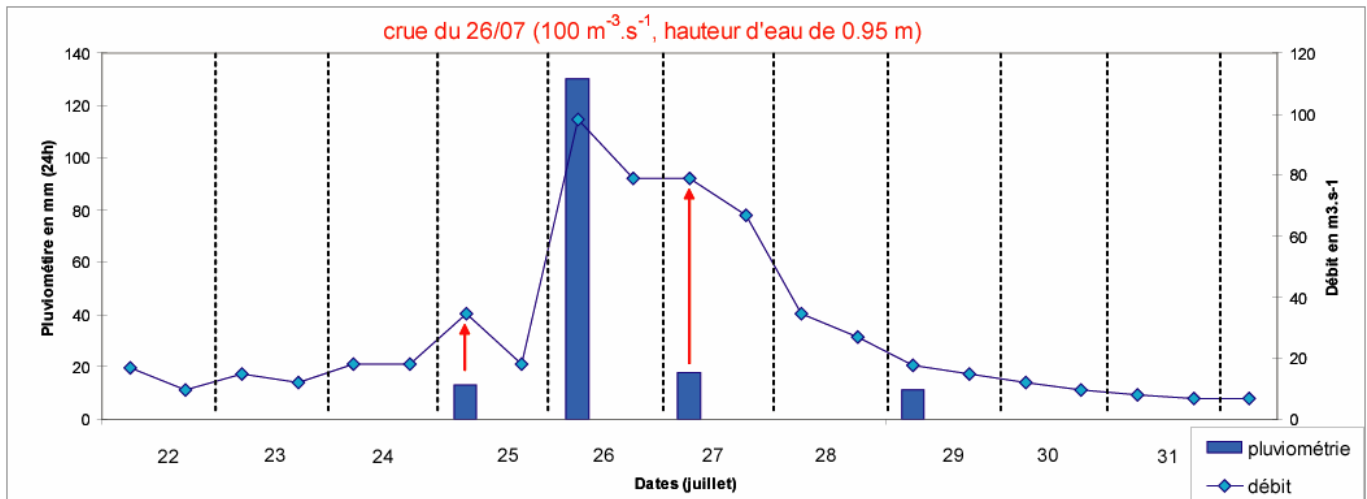


Figure 4 : Exemple de la crue de la Bakeya du 26 juillet 2006 : précipitations et évolution des débits.

Légende de la Figure 4.

La crue a priori peu importante ($100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) du 26 juillet 2006 a tout de même donné la troisième valeur de débit de la mousson 2006 (Figure 6). Le niveau de l'eau **observé** n'a pas dépassé 95 cm, ce qui est largement insuffisant pour couvrir entièrement le lit de la rivière sous le pont (Figure 2).

Chaque crue résulte souvent d'un seul orage. Les orages éclatent généralement la nuit pendant la mousson, d'où l'occurrence presque systématique du pic de crue au petit matin (dans presque 90% des cas). L'onde de crue met certainement moins de 12h pour se propager jusqu'à Nijgad. L'étalement de la phase de décrue dépend de la survenue de petits épisodes pluvieux secondaires.

Ce comportement normal pour un petit bassin versant présentant une forte topographie (360 km^2 en amont du pont dont 340 km^2 en zone montagneuse) diffère sensiblement de celui des grandes rivières népalaises instrumentées jusqu'à présent, comme la Marsyandi ou la Trisuli. Dans les régions tropicales les crues de mousson sont généralement très étalées dans le temps, du moins en ce qui concerne les grands bassins versants [Fort, 1997]. En dehors de ces courtes crues le débit de la Bakeya retombe à un niveau proche du débit d'étiage, même en plein cœur de la mousson.

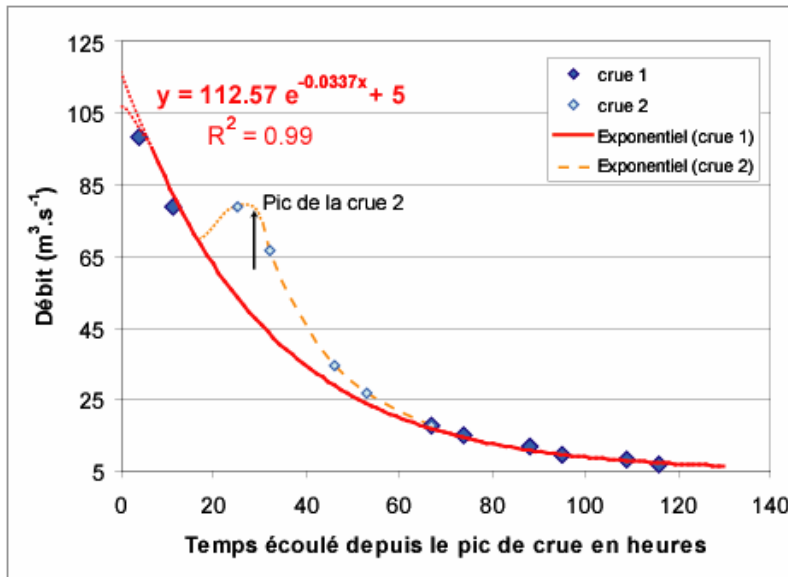
Un bassin versant aussi réactif suggère l'existence d'un pic de crue relativement ponctuel durant peut être moins d'une heure. Or nous ne disposons que de deux mesures par jour : il semble très probable que l'opérateur n'ait pas relevé la hauteur d'eau maximale de l'épisode. **Pour chaque crue le pic observé pourrait donc être très en deçà du pic réel.**

Toutefois, dans le cas de certaines « crues monophasées »³ l'interprétation en détail la courbe d'évolution des débits s'avère très simple. L'analyse de ces crues va nous permettre d'estimer le débit atteint lors du pic de crue non enregistré, tout du moins un ordre de grandeur. Elle facilitera également le

³ Le terme de « crue monophasée » n'est pas consacré en hydrologie. Il est employé ici pour caractériser une crue présentant un pic de débit unique et très court (moins de 12h), crue probablement associée à un seul orage sur le bassin versant. En outre, lors d'un tel épisode, le débit avant et après la crue est généralement proche du débit d'étiage, peu de précipitations se produisant les jours suivant le pic de crue.

calcul du volume d'eau total ayant transité sous le pont lors de l'épisode, et donc l'estimation de la pluviométrie moyenne dans le bassin versant. Ces informations complémentaires aideront à mieux caler notre modèle dans le Chapitre IV.

L'exemple de la crue quasiment monophasée du 26 juillet 2006 (Figure 4) montre que le débit du pic de crue réel peut être approximé en dépit de l'espacement des relevés, en ajustant une courbe exponentielle sur les données (Figure 5).



$$Q = Q_{MAX} * e^{(t * Cte)} + Q_0$$

Figure 5 : Exemple de la crue de la Bakeya du 26 juillet 2006 : modélisation des débits.

Q est le débit modélisé.

Q_{MAX} est le débit maximal atteint lors du pic de crue.

Q_0 est le débit de base (débit d'étiage, soit $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

t est le temps écoulé après le pic de crue ($t = 0$ lors du passage de l'onde de crue).

Cte est une constante caractérisant l'atténuation des débits au cours du temps⁴.

La première mesure du graphique a été effectuée le 26 juillet à 7h du matin.

L'évolution des débits de la « crue 1 » est parfaitement ajustée à une relation exponentielle fonction du temps (courbe continue). Compte tenu de la fréquence des relevés, le pic de crue ne peut pas s'être produit plus de 13h avant la première mesure de débit à 7h du matin. Raisonnablement, d'après l'allure de la courbe nous supposons que l'onde de crue a pu passer entre minuit et 5h du matin (pas ou peu d'infléchissement de la première donnée par rapport au modèle).

24 h après le premier épisode, de nouvelles précipitations ont causé une seconde onde de crue de plus petite ampleur et superposée à la première. La déconvolution des signaux de crue permet d'obtenir une courbe d'évolution des débits correspondant à la « crue 2 ». Vu l'infléchissement de la première donnée par rapport au modèle, il semblerait que le pic de la « crue 2 » se soit produit autour de 7h du matin ou dans la matinée. Les 4 mesures suivantes s'ajustent parfaitement sur une seconde relation exponentielle (courbe discontinue).

⁴ La valeur Cte varie fortement d'une crue à l'autre. En effet l'amortissement de la crue dépend certainement de la localisation de l'orage sur le bassin versant, de l'évolution de la couverture végétale ou de l'hydratation des sol du début à la fin de la mousson, et cætera...

La relation empirique exponentielle ajustée sur la courbe d'évolution des débits ne modélise que la phase de décrue. En réalité le pic de crue n'est pas ponctuel : la phase de montée des eaux n'est pas instantanée et le pic de crue est certainement un peu étalé (voir la courbe de la « **crue 2** » sur la Figure 4). Cependant le modèle peut tout de même donner une idée du débit maximal atteint pendant l'épisode : dans le cas de la crue du 26 juillet 2006 une fourchette de 105 à 120 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pour la valeur de Q_{MAX} paraît tout à fait raisonnable. L'intégration de la relation exponentielle (en retirant le flux constant de 5 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) donne ensuite aisément le volume total d'eau ayant transité sous le pont pendant l'épisode ($\sim 0.012 \text{ km}^3$). Compte tenu de la surface du bassin (360 km^2) nous déduisons que l'orage à l'origine de la crue a généré en quelques heures des précipitations moyennes de 35 à 40 mm (la fourchette ne tient pas compte de l'incertitude sur la courbe de calibration des débits). Des pointes locales de 100 à 150 mm sont très plausibles, l'orage ne couvrant probablement qu'une fraction du bassin versant [Fort, 1997]. La seconde petite vague pluvieuse n'a quant à elle dû donner que 3 à 4 mm en moyenne. Naturellement ces estimations ne tiennent compte ni du volume d'eau infiltré sans doute très important dans les roches poreuses des Siwaliks et du Teraï, ni de l'évapotranspiration.

Ce modèle exponentiel a été appliqué sur toutes les crues intéressantes, avec des fortunes différentes. En effet les plus grosses crues sont souvent polyphasées avec des épisodes pluvieux étalés sur plusieurs jours (successions d'orages nocturnes ou pluies continues).

- **Fréquence et intensité des crues**

En 2006 la mousson a débuté à la mi-mai pour s'achever fin septembre dans la région de Nijgad. Les pluies ont été très abondantes en juin et septembre, mais très faibles en août. Les trois principales crues (Figure 6) se sont produites le 29 juin (**$700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, $Q_{\text{MAX}} = 850 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$** , pluviométrie moyenne sur le bassin de l'ordre de **100 à 200 mm** sur 2 jours), le 26 juillet (**$100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, $Q_{\text{MAX}} = 115 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$** , pluviométrie moyenne sur le bassin de l'ordre de **35 à 40 mm** sur 1 jour), et le 11 septembre 2006 (**$190 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, $Q_{\text{MAX}} = 200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$** , pluviométrie moyenne sur le bassin de l'ordre de **130 à 160 mm** sur 5 jours), et correspondent aux trois principaux épisodes pluvieux. La plupart des crues sont associées à de fortes précipitations sur Nijgad (même si la force de la crue n'est pas toujours bien corrélée à l'intensité des précipitation), sauf les petites crues du mois d'août probablement liées à des orages cantonnés dans la zone montagneuse.

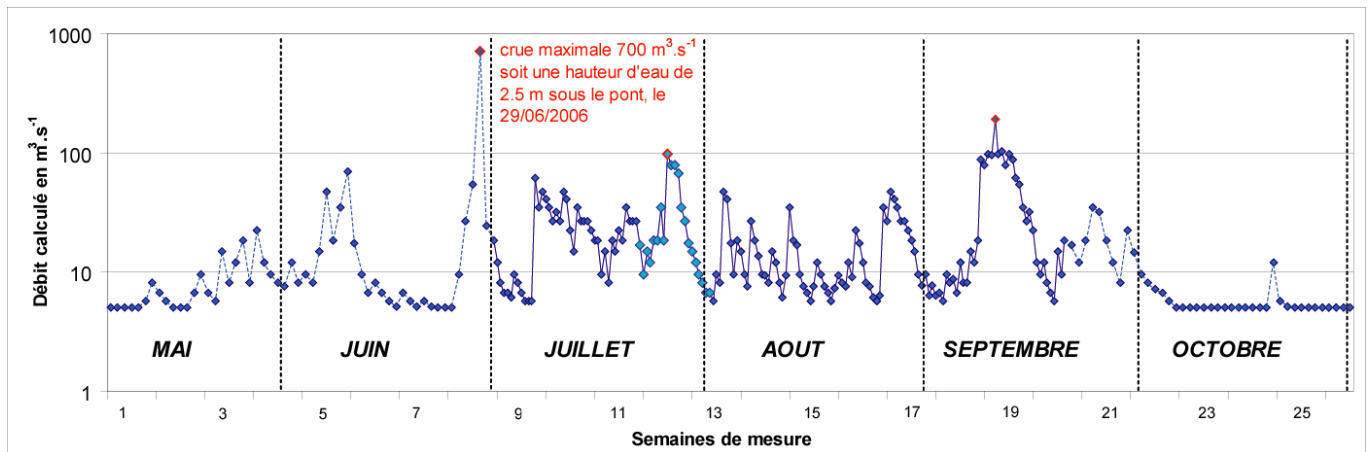


Figure 6 : Episodes de crues de la Bakeya pendant la mousson 2006.

Finalement, même au cœur de la mousson (de juillet à mi-septembre), le débit de la Bakeya reste inférieur à deux fois le débit d'étiage ($2 * 5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) pendant plus de 40% du temps. Ce débit correspond à une hauteur d'eau d'à peine 35 cm au dessus du niveau d'étiage sous le pont, et à une couverture du lit par la rivière de l'ordre de 20 %, contre 15 % en période d'étiage (Figure 2). Malgré le nombre limité de mesures et l'absence de recul sur plusieurs d'années, nous avons tenté de construire et d'interpréter la courbe de distribution cumulée des débits (Figure 7).

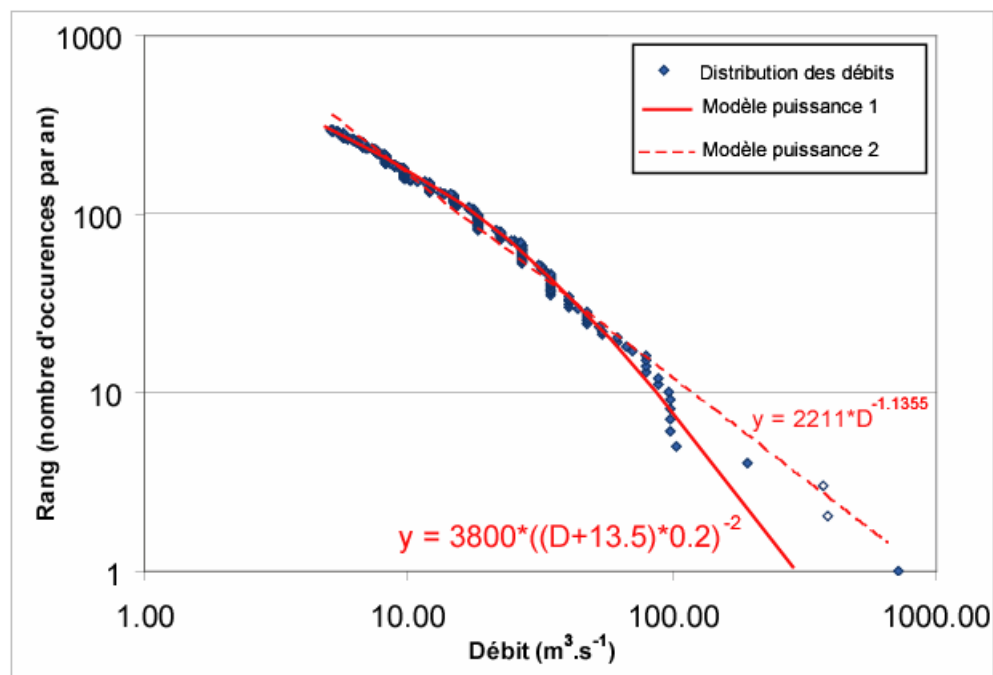


Figure 7 : Courbe des débits classés lors de la mousson 2006 sous le pont de Nijgad.

La distribution cumulée des débits (courbe des débits classés ou « flow duration curve ») donne l'occurrence d'un débit supérieur ou égal à une valeur donnée suivant un pas d'échantillonnage moyen de 12h, pendant la mousson. Par exemple, par tranche de 12h, on peut espérer mesurer environ 175 fois un débit supérieur à $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, environ 30 fois un débit supérieur à $50 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, et 5 fois un débit supérieur à $100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Les valeurs des débits de novembre à avril ne sont pas représentées, mais cette omission ne change pas la distribution des débits supérieurs à $5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ vu que pendant la saison sèche le débit de la Bakeya ne dépasse pas le débit d'étiage.

Suite de la légende de la Figure 7.

ATTENTION, lorsqu'une seule donnée journalière est disponible, la seconde valeur de débit indispensable pour le calcul de la courbe de distribution est remplacée par la moyenne des débits précédents et suivants. Les deux marques bleues à fond blanc signalent deux valeurs de débit estimées par ce moyen.

Il est possible d'ajuster sur cette courbe de distribution des fonctions puissances plus ou moins complexes dont les paramètres sont déterminés empiriquement. La dispersion des données pour les forts débits est normale : elle résulte du très faible nombre de données dans ce domaine. Ces courbes peuvent servir de prévisions prospectives pour estimer la fréquence d'occurrence de débits plus importants.

e Installation de deux enregistreurs du niveau de l'eau dans les gorges de la Bakeya

La mesure manuelle du débit pose des contraintes matérielles difficiles à résoudre sans l'aide de matériel d'acquisition automatique. Pour palier ces carences nous avons installé pendant la saison sèche 2006-2007 deux capteurs de pression HOB0® du type « Water Level Logger U20-001-01 » (0 - 30ft) dans les gorges terminale de la Bakeya, le secteur clef de notre étude sur l'abrasion fluviale⁵. Les deux capteurs installés à 500 m de distance sont sensés mesurer la hauteur d'eau en un point donné **toutes les minutes**. La technique de calcul basée sur la relation de Manning déjà appliquée sous le pont de la Bakeya nous donnera deux valeurs de débit. En outre, la différence de hauteur entre les deux points nous renseignera sur la baisse de la surface de l'eau dans les gorges d'amont en aval (perte de charge) et permettra d'utiliser des modèles d'écoulement plus élaborés (utilisation de « Hec-Ras », Chapitre IV).

Les premières données correspondant à la mousson 2007 ont été récupérées après la soumission de ce manuscrit.

2 Quelques pistes pour aller plus loin...

Pour la mousson 2006 nous ne disposons de valeurs de débit que dans le bassin de la Bakeya, mais d'autres rivières nous auraient intéressé notamment la Ratu Khola. D'après les sources locales et les données recueillies par le « Dartmouth Flood Observatory » du Dartmouth College, Massachusetts (<http://www.dartmouth.edu/>), les épisodes de crue ont été « moyen » dans le secteur de la Bakeya, mais par contre assez forts dans le secteur de la Ratu.

La mesure directe des débits a l'avantage de la précision, mais elle nécessite beaucoup de moyens si l'on souhaite travailler sur une zone étendue couvrant plusieurs bassins versants. En outre ce type d'étude doit se prolonger sur de nombreuses années pour que l'on puisse tirer des informations

⁵ Les variations de pression atmosphérique devraient également être mesurées sur le site (causes d'erreurs inférieures à 20 cm sur la hauteur d'eau). Nous nous contenterons des relevés météorologiques de Simra et de Katmandu pour effectuer les corrections.

fiables des courbes de distributions cumulées. Une autre façon indirecte d'estimer les débits dans un bassin versant est la compilation des données pluviométriques. Le réseau népalais de station météorologique n'est pas très dense mais il existe depuis suffisamment longtemps pour être exploitable. Sans contrainte sur le terrain la méthode est hasardeuse, mais à présent nous disposons d'informations directes fiables : ce travail est en cours.

ADDENDUM : mesure des débits en 2007 et 2008

A la date d'impression de ce manuscrit, les relevés météorologiques et hydrologiques effectués dans le bassin de la Bakeya pendant la mousson 2007 sont disponibles. Les nouvelles données de hauteur d'eau dans les gorges donnent une courbe de répartition des débits très comparable à celle obtenue en 2006. En outre ces mesures automatiques permettent des estimations beaucoup plus précises. Toutes les données (ainsi que les prochains relevés pour la mousson 2008) sont disponibles auprès de Jérôme Lavé.

B. Caractérisation du flux de sédiments provenant des Siwaliks du Népal Central

Nous avons vu que les sédiments transportés par les rivières sont les « outils » de l'érosion fluviale (cf. Chapitre I). L'analyse des processus d'abrasion sur le terrain passe donc par l'étude du flux de sédiment transitant par les rivières.

L'objectif de cette étude est de caractériser la **charge de fond** (« bed load ») des rivières ainsi que son évolution de l'amont vers l'aval. La charge de fond est le matériel le plus grossier transporté au contact immédiat du fond du lit : c'est elle qui abrase les roches du substratum. Pour cela nous sommes intéressés non seulement à la genèse des alluvions dans nos petits bassins versants, mais aussi aux **processus de transport et de tri sédimentaire** à l'œuvre dans les rivières des Siwaliks et du Teraï. Nous constaterons également que nos données de terrain originales permettent d'interpréter certains aspects de l'évolution sédimentaire du piedmont himalayen à long terme. Cette problématique connexe a fait l'objet d'un article que nous allons soumettre prochainement, et sera présentée vers la fin de ce chapitre (p. 108).

Une grande partie de notre travail a porté sur l'élaboration de protocoles de mesure de la granulométrie adaptés aux conditions du terrain⁶. Cet aspect « technique » du problème tient une place importante dans ce chapitre. Après une rapide présentation de notre démarche, nous nous pencherons en détail sur les définitions de la granulométrie, puis sur la théorie d'échantillonnage des sédiments et sur nos protocoles de mesures. Nous présenterons enfin nos résultats dans les 6^{ième} et 7^{ième} paragraphes (à partir de la page 108).

1 Objectifs et stratégie

La caractérisation du flux sédimentaire comporte deux aspects complémentaires : **(1)** la mesure de la **morphométrie** des sédiments, notamment de leur **granulométrie** ; **(2)** la mesure du **flux** des sédiments. Idéalement, notre but est de déterminer ces paramètres **en un endroit donné et à un instant donné**. Nous souhaiterions contraindre le mieux possible les modèles d'abrasion du substratum pendant les crues dans les secteurs que nous avons instrumentés (voir Chapitre IV). L'échelle de temps qui nous intéresse en premier lieu serait donc de l'ordre de la demi journée, voire moins.

⁶ Pour aller plus loin sur la question, nous recommandons la lecture du rapport technique de l'USDA disponible en ligne gratuitement [Bunte et Abt, 2001].

Malheureusement l'estimation de la granulométrie et du volume des sédiments transportés par une rivière est loin d'être évidente. Il existe très peu de méthodes d'enregistrement en continu du flux sédimentaire, surtout si celui-ci contient énormément de particules grossières comme dans notre cas. Ces techniques nécessitent toujours des moyens logistiques considérables difficiles à mettre en œuvre au Népal, et ne fournissent de toute façon que des résultats incomplets voire discutables. Nous reparlerons de ce point dans le Chapitre V, où nous proposerons de nouvelles méthodes de mesure non encore testées sur le terrain. Pour cette première étude nous avons dû nous contenter de données beaucoup moins précises.

a Estimation sur le terrain de la granulométrie de la charge de fond

- **Une première étape classique : étude des dépôts alluvionnaires récents**

Les dépôts fluviatiles récents donnent une idée de la granulométrie des sédiments transportés localement lors des crues. La démarche la plus naturelle pour estimer la charge de fond d'une rivière est bien sûr l'étude de ces alluvions. Il s'agit d'effectuer des mesures régulièrement le long du cours, pour détecter des fluctuations longitudinales à grande échelle de la granulométrie, et pour mesurer son éventuelle diminution vers l'aval. La plupart des auteurs procèdent de cette façon (ie. Rollet, 2007). Malheureusement cette méthode ne fournit aucune information précise sur le volume de sédiments qui a pu transiter. En outre il convient d'être particulièrement prudent dans l'interprétation des résultats :

1. Rien ne certifie que les alluvions en place donnent une image représentative de la charge sédimentaire totale transportée. A priori, dans les rivières en tresse les dépôts dans le lit majeur sont associés à la charge de fond, tandis que les dépôts de plaine d'inondation correspondent d'avantage à la charge en suspension. **Cette hypothèse essentielle devra être confirmée par nos observations.**

2. Les dépôts de surface donnent une information composite, ils correspondent probablement à la « sommation » de plusieurs épisodes de crues successives. Naturellement une crue violente va effacer le « signal » d'une crue ancienne de plus faible ampleur. Ainsi, dans le cas d'une mesure annuelle de la granulométrie pendant la saison sèche, seule les dernières crues de la saison sont prises en compte. **Nous supposons que cet enregistrement tardif est représentatif de la charge transportée par la rivière tout au long de la mousson.**

Déterminer les fluctuations granulométriques fines de la charge de fond au cours du temps est naturellement impossible suivant ce procédé. Au mieux nous pouvons espérer déterminer la granulométrie moyenne lors des dernières crues, ou la granulométrie atteinte pendant le pic de crue maximal. Notre première tâche a donc été de préciser dans quelle mesure les données recueillies sur le

terrain étaient exploitables. **Quelle confiance peut on accorder aux postulats nécessaires pour caractériser la charge sédimentaire de la rivière ? Le choix de travailler dans les Siwaliks découle directement de cette préoccupation...**

- **Une seconde étape originale : études de la « source » des alluvions, caractérisation granulométrique des molasses Siwaliks**

Dans le contexte géographique et géologique particulier de Siwaliks, **le flux sédimentaire des rivières pourrait être estimé par des moyens détournés**. En effet la plupart des petits bassins versants de la région comportent un secteur amont plus ou moins étendu où n'affleurent que des molasses grossières non consolidés. Il se pourrait que l'érosion des conglomérats dégage des alluvions « prêts à l'emploi » : autrement dit les galets contenus dans le dépôt ancien constitueraient directement la charge de fond de la rivière, tandis que la matrice sableuse désagrégée fournirait la charge en suspension. **La granulométrie de la charge sédimentaire transportée par les rivières actuelles serait alors le reflet exact de la granulométrie des alluvions fluviales anciennes recyclées.**

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons choisi de mesurer à grande échelle la granulométrie des molasses Siwaliks (conglomérats Siwaliks supérieurs et grès Siwaliks moyens et inférieurs). Les résultats de la campagne de mesure (voir les paragraphes « RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles », p. 108) se présentent sous la forme de coupes stratigraphiques indiquant une granulométrie moyenne par étage pour un secteur donné. Nous ne disposons pas de suffisamment de mesures pour constituer une véritable carte 2D de la granulométrie des molasses en surface, mais ce n'est pas très grave compte tenu de la régularité structurale des Siwaliks. Comme nous connaissons la répartition de chaque faciès dans les petits bassins versant, il est possible d'estimer la granulométrie moyenne de la source d'alluvion pour une rivière donnée, en tout point de son cours. Si cette granulométrie s'avérait être équivalente à la granulométrie mesurée directement dans les alluvions fluviales, cela confirmerait la validité des nos postulats de départ.

b Modélisation du volume de sédiments transporté

On pourrait pousser l'interprétation de ces profils granulométriques un peu plus loin. Le taux de soulèvement à moyen et long terme est relativement bien connu dans la région [Lavé et Avouac, 2000, 2001]. Si on superposait une carte de soulèvement aux données granulométriques sur les molasses, il serait possible de pondérer l'apport de chaque faciès dans la charge sédimentaire des rivières en fonction de sa position géographique. En supposant une topographie à l'équilibre, l'estimation du volume total érodé dans les Siwaliks et évacué par les rivières deviendrait possible. Nous nous essayerons à ce

type de modélisation dans le paragraphe « RESULTAT 2 : Modélisation du flux de sédiment dans les bassins versants » (p. 120). Rappelons qu'elle ne peut donner qu'un flux moyen à long terme, et aucune information sur le détail des crues.

2 Qu'est ce que la granulométrie d'un objet ?

a Morphométrie, morphologie, et granulométrie...

La **morphométrie** correspond à l'étude et à l'analyse de la géométrie d'objets ou d'organes en deux ou trois dimensions. Elle dépasse largement le cadre des géosciences. Contrairement à ce que l'on pourrait croire, les notions de forme – **morphologie** – et de taille – **granulométrie** – d'un objet simple, en l'occurrence d'un galet ou d'un grain de sable, ne sont pas des notions clairement établies. Naturellement les multitudes de formes irrégulières présentes dans la nature se prêtent mal à une classification universelle. En fait les paramètres choisis pour définir ces notions varient suivant les objectifs poursuivis et les méthodes de mesures adoptées.

Tout d'abord, il existe des **paramètres morphologiques qualitatifs**. Parmi eux la notion de **rotondité** est la seule que nous ayons utilisée dans cette étude.

Nous nous sommes surtout intéressés aux **paramètres granulométriques et morphologiques quantitatifs** facilement mesurables sur nos échantillons. Nous distinguerons deux cas d'étude : **(1)** la mesure sur le terrain des caractéristiques réelles **en trois dimension** (3D) de galets extraits des affleurements ; **(2)** la mesure des caractéristiques apparentes **en deux dimensions** (2D) de galets observés sur le terrain, notamment à partir de photographies.

b Caractérisation basique des formes en 3D

Les galets que nous avons prélevés sur le terrain ont rarement été emportés au laboratoire pour être analysés en détail. La mesure des paramètres morphométriques 3D est donc restée très simple. En général on peut associer la forme relativement régulière d'un galet à un **ellipsoïde** à 3 dimensions différentes **X : Y : Z** (soit $2 \times a : 2 \times b : 2 \times c$, $a b c$ étant les paramètres classiques de l'ellipsoïde), avec

une tendance oblate ou prolata (Figure 8). Le « **rapport de longueur** » (« aspect ratio ») défini par les longueurs de ces trois axes suffit généralement à caractériser les dimensions d'un galet⁷.

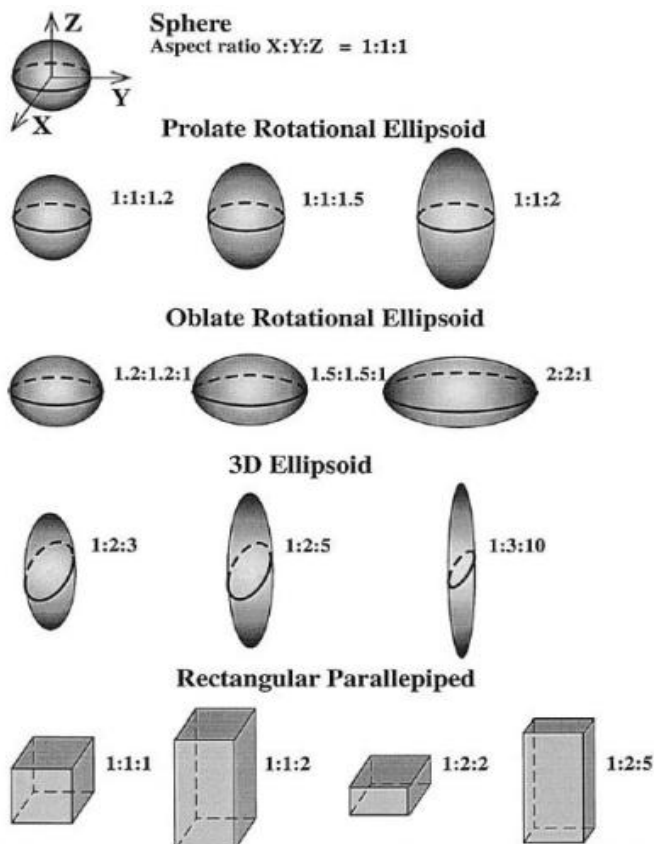


Figure 8 : Différentes formes simples et notion de rapport de longueur [extrait de Sahagian and Proussevitch, 1998].

Nous verrons ultérieurement que dans notre région d'étude, les galets ont un « rapport de longueur » habituellement compris entre 3 : 1 : 1 pour les plus prolates et 4 : 3 : 1 pour les plus oblates, avec des dimensions caractéristiques de 5 : 3 : 2 (plutôt prolates).

La mesure approximative des axes sur le terrain se fait avec un pied à coulisse ou un mètre ruban. Finalement, nous pouvons facilement estimer (Figure 9) :

1. **Le volume « V »** du galet. Il est directement mesuré à partir de la masse du galet, en assumant une densité probable de la roche.

2. **Le grand axe « GAr »** (grand axe réel X) du galet. Le GAr est la « longueur » de l'objet. Il correspond à la plus grande ligne qui peut être tracée à travers l'objet 3D (entre les deux points les plus éloignés à la surface de l'objet).

⁷ En revanche le « rapport de longueur » discrimine mal les formes entre elles ou leur état de surface (rugosité) : par exemple un cube présente le même rapport qu'une sphère. Pour répondre à ce problème, certains travaux ont porté sur l'interprétation des rayons de courbure à la surface des galets. L'objectif est de modéliser l'érosion différentielle des zones plus ou moins convexes ou anguleuses en surface et d'interpréter l'évolution générale de la forme [Durian et al., 2006]. Nous n'avons pas approfondi cette problématique connexe compte tenu de l'impossibilité de mesurer efficacement ce type de paramètre sur le terrain.

3. **L'axe moyen « AMr »** (axe moyen réel Y) du galet. L'AMr correspond à la dimension intermédiaire de l'objet, c'est-à-dire à sa « largeur maximale ». Nous avons choisi de définir l'AMr comme étant le grand axe maximal des sections 2D de l'objet 3D orthogonales au GAR. La notion de grand axe d'un objet en 2D est très proche de celle du GAR. Nous verrons dans le paragraphe suivant consacré à la caractérisation des formes en 2D que cette définition est sujette à variations.

4. **Le petit axe « PAr »** (petit axe réel Z) du galet. Le PAr est en quelque sorte « l'épaisseur maximale » de l'objet. Il est mesuré comme étant l'axe moyen maximal des sections 2D de l'objet 3D orthogonales au GAR.

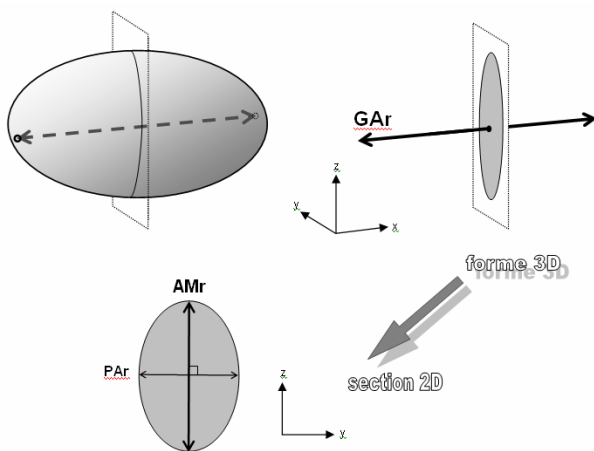


Figure 9 : Définition des trois axes d'un galet en 3D.

Le GAR est le segment défini par les deux points les plus éloignés de l'enveloppe de la forme.

L'AMr de l'objet 3D est le plus long des « grands axes » des sections 2D orthogonales au GAR.

Le PAr de l'objet 3D est le « petit axe » d'une section 2D orthogonale au GAR, éventuellement de la section portant également l'AMr (définition possible, voir aussi la Figure 10). Le PAr et l'AMr sont orthogonaux au GAR par définition. En outre nous avons choisi de prendre un PAr orthogonal à l'AMr : les deux axes sont définis sur le même plan, c'est-à-dire la section 2D de l'objet 3D orthogonale au GAR présentant le plus long grand axe.

Pour des raisons expérimentales, nous associerons la notion de granulométrie d'un galet à la mesure de son axe moyen ou diamètre moyen AMr. En effet la mesure par tamisage est à la base de notre travail sur la granulométrie de la charge de fond des rivières Siwaliks (voir « Mesure de la granulométrie par tamisage » p. 66). Ce type de mesure classique et robuste ne donne accès qu'à la valeur de l'AMr des particules échantillonnées (voir « Figure 21 : Influence de la forme d'un claste sur sa capacité à franchir les mailles d'un tamis [d'après Attal, 2003] »). Cette conception de la granulométrie est habituelle, largement acceptée dans les domaines où le tamisage est la méthode de mesure granulométrique de référence [Kellerhals and Bray, 1971]. Cependant quand le tamisage est impossible et que des méthodes de mesure de substitution doivent être pratiquées, de nombreux auteurs mettent l'accent sur l'importance du PAr et surtout du GAR pour une caractérisation plus réaliste des échantillons [Higgins, 2000 ; Sahagian and Proussevitch, 1998]. Nous reparlerons de ce point dans le paragraphe consacré à l'analyse d'image.

c Caractérisation des formes en 2D

Nous verrons que la caractérisation granulométrique d'une roche peut se faire par analyse d'image, c'est-à-dire sur un échantillon en 2D représentant un objet en 3D. L'analyse s'effectuant au laboratoire et non plus sur le terrain, d'autres paramètres deviennent mesurable (Figure 10) :

1. **Le grand axe GAs** (grand axe section X) de la forme 2D, ou grand diamètre. Il se définit comme le GAr d'une forme 3D, il correspond à la plus grande longueur entre deux points de l'enveloppe de la forme.

2. **Le petit axe PAs** (petit axe section Y) de la forme 2D, ou petit diamètre. Il s'agit de la longueur du plus long segment que l'on peut dessiner dans l'objet perpendiculairement au grand axe.

3. **L'orientation** des axes dans l'espace, l'angle par rapport à « l'horizontale ».

4. **La surface S** de la forme 2D.

5. **Le périmètre P** de la forme 2D.

6. **L'élongation E** de la forme 2D. Il s'agit du rapport GAs sur PAs.

7. **Le facteur de forme Ro** (« roundness » ou « shape factor »).

$$Ro = \frac{4 * \pi * S}{P^2} \quad \text{Le facteur de forme } Ro \text{ varie entre 0 et 1. Il vaut 1 seulement pour un cercle parfait.}$$

Équation 2 : Définition du facteur de forme.

8. **La compacité Co** (« compactness »).

$$Co = \frac{\sqrt{\frac{4 * S}{\pi}}}{GAs}$$

*La compacité Co varie entre 0 et 1. Elle égale 1 seulement pour une forme globalement circulaire mais pouvant présenter une forte rugosité. Le numérateur de la fonction est parfois appelé « diamètre de Féret ». Selon cette définition, le diamètre de Féret correspond au diamètre d'un cercle qui aurait la même surface S que l'objet analysé.
L'association de l'élongation, de la compacité et du facteur de forme peut donner une idée de l'état de surface de la particule.*

Équation 3 : Définition de la compacité.

9. **Le diamètre de Féret.** Le diamètre de Féret est généralement défini d'une autre façon : il correspond en un point de l'enveloppe de la particule à largeur de la plus petite bande de plan, parallèle à une direction donnée, qui contient entièrement l'image de la particule.

10. **Le diamètre tangent** (« tangent diameter »). En chaque point de l'enveloppe de l'objet en 2D, on peut définir un rayon de courbure. Le diamètre tangent égale deux fois le rayon de courbure.

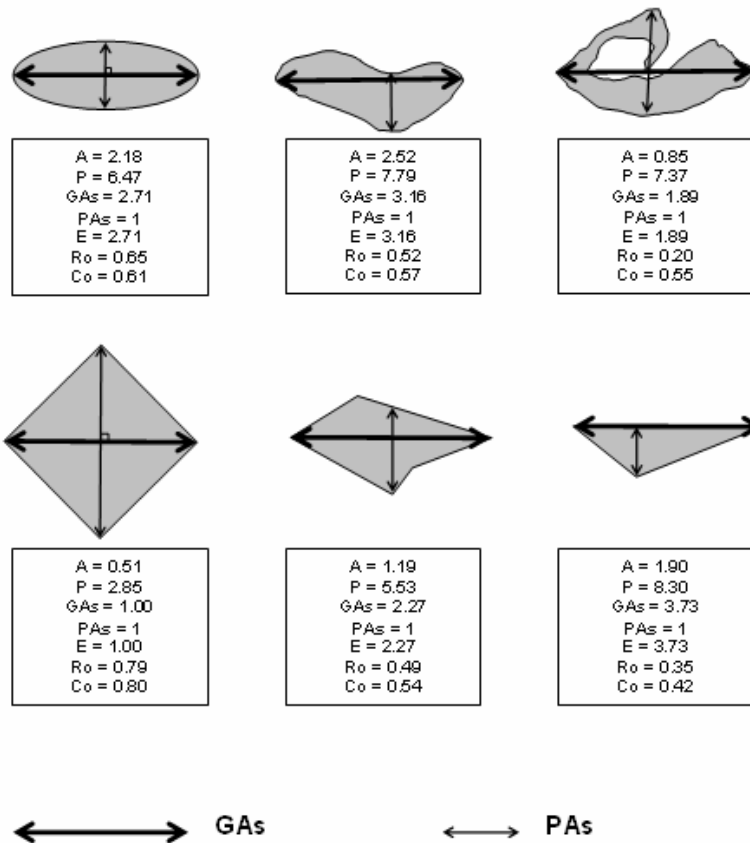


Figure 10 : Morphométrie d'objets en 2D selon la formulation adoptée.

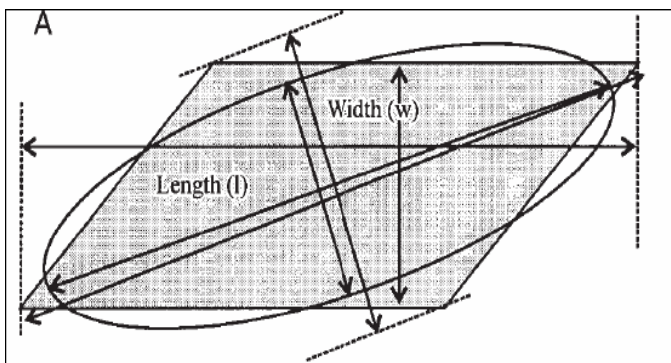
Pour faciliter la comparaison, le PAs de toutes les formes est normalisé. Les paramètres proposés dans ce paragraphe permettent de comparer efficacement des objets de dimensions variables ayant une forme comparable (par exemple soit des ellipses entre elles, soit des rectangles entre eux...), mais il reste très difficiles de les utiliser pour discriminer des formes différentes entre elles. Par exemple, considérons un cube et d'une ellipse présentant la même elongation supérieure à 3.3 : le facteur de forme Ro du cube (parfois appelé « rotondité ») sera plus élevé que celui de l'ellipse.

Nous nous sommes fortement inspirés des formulations utilisées dans le logiciel d'analyse morphométrique « **Imagetool** ». Ce logiciel nous a beaucoup servi (« Mesure de la granulométrie par analyse photographique », p. 78) ; il nous a paru plus simple de conserver les mêmes critères morphométriques pour l'ensemble de notre travail. Néanmoins les définitions présentées ci dessus ne sont pas « gravées dans le marbre »⁸. C'est particulièrement vrai pour les notions importantes d'axes de particules. Il existe presque autant de nuances dans leurs définitions que d'auteurs traitant du sujet. Ces

⁸ Les définitions que nous avons adoptées, notamment celles de PAr et d'AMr, ne sont pas universellement partagées. Ce formalisme nous a paru être le plus représentatif des mesures effectuées sur le terrain, compte tenu de la sphéricité des particules (les galets ne sont généralement pas très anguleux) et des techniques d'analyse des formes 2D que nous évoquerons dans le paragraphe suivant.

divergences sont particulièrement sensibles pour l'étude des particules anguleuses, mais peuvent aussi poser des problèmes dans le cas de particules sphéroïdes. Il s'avère souvent difficile de comparer les différents travaux scientifiques entre eux.

Par exemple, la Figure 11 présente les différentes définitions envisagées par Higgins [1994, 2000], pour caractériser les dimensions d'objets 2D... Aucune d'entre elles ne correspond exactement à la formulation que nous avons adoptée !



Higgins s'intéresse particulièrement aux formes parallélépipédiques dans le cadre de son travail sur les cristaux (plus ou moins automorphes et donc anguleux). Il considère que la largeur orthogonale maximale (~ PAs) est un critère utile, mais qu'il existe d'autres alternatives. Dans ses articles Higgins associe généralement la granulométrie à la plus grande dimension de la particule 2D. Il explique également que d'autres logiciels assimilent la forme analysée à une ellipse de même surface, les axes de la particule étant alors définis comme égaux aux dimensions de l'ellipse. Une autre définition des « axes », non schématisée sur cette figure, est de considérer simplement la longueur des arêtes du parallélépipède.

Figure 11 : Autres définitions possibles des axes d'une particule en 2D [d'après Higgins, 2000].

D'autres auteurs ont choisi de définir les axes des particules de façon encore différente. Sahagian et Proussevitch [1998] ont proposé d'utiliser le « diamètre tangent moyen » autour de la particule comme critère granulométrique. Heilbronner [2000] s'est servi du « diamètre d'un cercle » qui aurait la même surface S que l'objet analysé. Persson [1998] a quant à elle préféré utiliser le « diamètre de Férét maximum » autour de la particule comme grand axe, et le « diamètre de Férét minimum » comme petit axe, tandis Mertens and Elsen [2006] n'ont considéré que le « diamètre de Férét maximum » pour caractériser la granulométrie de leurs échantillons. D'autres ont pu exploiter le « diamètre de Férét moyen » autour de la particule, le « mean Projected height » (MPH) ou « mean caliper diameter », c'est-à-dire la longueur moyenne de « l'ombre » projetée de l'objet.

On voit bien que la notion de granulométrie est assez vague. A priori il n'existe pas de bon ou de mauvais critère, tout dépend du contexte de la mesure. Naturellement le choix de tel ou tel auteur est toujours discutable, mais l'essentiel est de garder une cohérence d'ensemble au sein du jeu de donnée, quel que soit le type de mesure appliqué. **En ce qui nous concerne la notion de granulométrie sera toujours associée au diamètre « intermédiaire » de la particule, c'est-à-dire l'AMr dans le cas d'un objet en 3D et le PAs dans le cas d'un objet en 2D.**

3 Généralités sur l'exploitation des données granulométriques

Déterminer la granulométrie d'un objet particulier est un premier pas, mais à partir du critère choisi quelle est la meilleure méthode pour définir la granulométrie d'un groupe d'objets hétérogènes? Nous allons dans ce paragraphe donner un aperçu des outils statistiques simples habituellement utilisés.

a Format des données granulométriques

Une fois la mesure du critère granulométrique effectuée, le jeu de données est trié par **classes granulométriques**⁹. Ces classes de tailles correspondent généralement à une échelle ϕ classique (base logarithmique), la plus appropriée pour les analyses granulométriques [Higgins, 2000] bien qu'elle n'ait pas de signification physique directe¹⁰. L'utilisation des classes permet de construire le **spectre granulométrique** (CAD la **fonction de densité**) et la fonction de **répartition granulométrique** (voir par exemple la Figure 20). Par convention la répartition part habituellement de 0% pour la particule la plus fine à 100% pour la particule la plus grossière et donne la proportion de l'échantillon de granulométrie inférieure à une valeur donnée.

b La médiane de la taille des grains : calcul du D50 et des centiles

La granulométrie d'un échantillon contenant des objets de tailles variables est couramment représentée par une valeur unique, le **diamètre médian des objets**, aussi appelé « **D50** », « Φ_{50} », ou 50^{ième} centile. 50% des objets ont une taille supérieure au D50, 50% ont une taille inférieure. L'utilisation de la médiane présente un gros avantage statistique par rapport à l'utilisation de la moyenne : la médiane d'un jeu de donnée est relativement stable et « robuste », elle n'est pas trop sensible aux valeurs extrêmes du jeu de donnée, c'est-à-dire dans notre cas à un excès « accidentel » en particules très fines ou très grossières. En outre, il est plus pratique de n'utiliser que ce paramètre pour comparer rapidement la granulométrie de deux échantillons, surtout quand le spectre granulométrique est mal connu. Nous avons donc choisi de fonder notre étude granulométrique essentiellement sur cette notion¹¹.

⁹ Notons que la granulométrie sédimentaire a fait l'objet de nombreuses classifications.

¹⁰ En fait les courbes de répartition granulométrique correspondent souvent à une loi log-normale bien représentée sur une échelle ϕ . Cela se vérifie bien pour les sédiments fins et moyens bien classés.

¹¹ Nous verrons que la répartition granulométrique des rivières à galets est souvent bimodale. Dans ce cas particulier l'usage d'une représentation sur échelle ϕ et du D50 peut paraître moins adaptée, néanmoins cette façon de procéder est très largement rependue et a l'avantage de la simplicité et de la clarté.

En plus du D50, d'autres centiles sont habituellement calculés pour préciser l'étalement du spectre autour de la médiane et son allure générale. Les plus courants sont le D10 (10^{ième} centile, Φ_{10}) et le D90 (90^{ième} centile, Φ_{90}). Respectivement, 10% des objets ont une granulométrie inférieure au D10 et 90% des objets ont une granulométrie inférieure au D90.

c Analyse poussée du spectre granulométrique

Plusieurs autres critères existent pour caractériser le spectre granulométrique en plus du D50 et des centiles. Nous les avons relativement peu utilisés dans notre étude, bien que de nombreux auteurs basent l'interprétation de leurs résultats sur ces valeurs. Nous pouvons citer :

1. La moyenne granulométrique M, comme la médiane, reflète l'énergie cinétique moyenne des particules dans le milieu de dépôt et sert parfois de référence à la distribution granulométrique du sédiment.

2. L'indice de classement S_0 (« sorting ») indique la qualité du tri granulométrique. L'indice décroît pour un meilleur classement. Il dépend à priori de l'hydrodynamisme et du type de dépôt.

3. Le coefficient de dissymétrie ou d'asymétrie S_k (« skewness ») est censé donner des indications sur l'environnement de dépôt sédimentaire. L'étalement du spectre vers les fines donne une asymétrie de plus en plus positive.

4. Le coefficient d'acuité ou d'aplatissement K (« kurtosis ») caractérise l'allure du pic, CAD du mode principal du spectre granulométrique.

5. La position du (des) mode (s) principal (aux), sur le spectre granulométrique.

Les formules pour calculer les paramètres **M**, **S_0** , **S_k** et **K** sont données ci-dessous (Équation 4) :

$$M = \frac{(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})}{3}$$

$$S_0 = \frac{(\phi_{84} - \phi_{16})}{4} + \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{6.6}$$

$$S_k = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2 * \phi_{50})}{2 * (\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2 * \phi_{50})}{2 * (\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$K = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2.44 * (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Des informations complémentaires sur ces paramètres sont facilement accessibles sur Internet.

Équation 4 : Formules de la moyenne, du classement, et autres paramètres granulométriques.

4 Généralités sur l'échantillonnage granulométrique

Dans ce paragraphe nous allons classer les différentes méthodes de mesures granulométriques proposées dans la littérature en fonction de leurs techniques d'échantillonnage. Nous verrons qu'elles sont très variées et qu'elles changent fondamentalement l'interprétation des résultats obtenus. Nous étudierons également dans quelle mesure un échantillon en particulier et notre échantillonnage en général sont « représentatifs », pour tenter de limiter l'incertitude sur nos mesures. Pour des informations plus détaillées sur la question, se référer au guide de Bunte et Abt [2001].

a Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique

L'analyse granulométrique d'un sédiment (ou de n'importe quel autre « matériau ») se fait à partir d'un échantillon limité représentatif. Selon les caractéristiques du sédiment, les contraintes locales, ou l'objectif des travaux scientifiques, le type échantillon à prélever devra être adapté. Nous aurons l'occasion d'en reparler plus loin. Pour le moment, contentons nous de passer en revue les différentes possibilités qui s'offrent au sédimentologue sur le terrain dans un environnement idéal où toutes les techniques d'échantillonnage granulométrique sont applicables : le cas d'une barre fluviale grossière non consolidée.

- **Echantillonnage volumétrique réel (« volumetric » ou « bulk sampling »)**

L'échantillonnage volumétrique consiste à prélever dans le sol sur une surface et une épaisseur limitée un volume d'alluvions qui sera analysé, en général par tamisage. Habituellement les classes granulométriques séparées par les tamis sont **pesées** séparément pour construire le spectre granulométrique (fréquence des populations en masse totale des objets par classe de taille). Kellerhals et Bray [1971] nomment cette méthode « sieve-by-weight ». C'est la technique granulométrique reine pour l'analyse des **alluvions grossières meubles** à condition que la masse volumique des clastes soit homogène. **Les résultats obtenus par tamisage nous serviront de référence dans toute notre étude.**

- **Echantillonnage ponctuel et régulier en surface (« grid » et « line sampling »)**

Au lieu de creuser le sol, les sédimentologues préfèrent parfois prélever en surface l'échantillon dont ils ont besoin. Une possibilité est de prélever ponctuellement les galets, graviers, ou sables, sur un intervalle spatial régulier. L'analyse des objets échantillonnés (les « sous-échantillons ») peut alors s'effectuer de deux façons :

1. **Par volume en surface.** Il s'agit de mesurer (avec un crible ou un mètre) et de **peser** tous les sous-échantillons prélevés pour construire le spectre granulométrique (fréquence des populations en masse totale des objets par classe de taille). Kellerhals et Bray [1971] parlent de méthode « grid-by-weight sampling ».

2. **Par nombre en surface.** Il s'agit de mesurer et de **compter** tous les sous-échantillons prélevés pour construire le spectre granulométrique (fréquence des populations en nombre d'objets par classe de taille). Kellerhals et Bray [1971] parlent de méthode « grid-by-number sampling ».

- **Echantillonnage surfacique**

Cette fois-ci l'échantillonnage consiste à prélever en surface tous les galets, graviers, ou sables, sur une aire donnée. Les sous-échantillons sont ensuite mesurés, puis pesés ou comptés (méthode « area-by-weight » ou « area-by-number »).

- **Bilan et problèmes de conversions entre les méthodes**

La notion d'échantillonnage n'est pas réservée aux objets matériels : l'échantillonnage granulométrique peut également se réaliser sur une photographie. Evidemment la technique du « sieve-by-weight » est impossible, mais la technique du « grid-by-number » reste applicable (comme celles de l'« area-by-number »). Nous reviendrons dans un autre paragraphe sur les problèmes spécifiques de l'échantillonnage et de l'analyse granulométrique sur image.

Finalement, selon le type d'échantillonnage et de la méthode de mesure choisie, la distribution granulométrique peut être représentée en terme de **nombre de particules par classe de taille** (« grid-by-number », « area-by-number », voire « sieve-by-number ») ou de **volume de particules par classe de taille** (« sieve-by-weight », « grid-by-weight », « area-by-weight »), et même de surface de particules par classe de taille (par exemple « area-by-surface » en tenant compte de la surface occupée au sol par chaque type de particule). **Il est très important de comprendre que les techniques d'échantillonnage évoquées ci-dessus ne donnent pas des résultats équivalents.** Les travaux de Kellerhals and Bray [1971], repris de nombreuses fois, notamment par Diplas and Sutherland [1988] décrivent parfaitement les causes de ces divergences et proposent également des facteurs de conversion (Tableau 1). Leur démonstration se base sur un « modèle cubique » (« Kellerhals and Bray Cube Model »).

La mesure par tamisage ayant été choisie comme référence, nous avons évité d'utiliser des méthodes d'échantillonnage nécessitant l'application d'un facteur de conversion pas toujours bien déterminé. **Nous nous sommes donc toujours contentés d'effectuer des mesures du type « sieve-by-weight » et « grid-by-number ».**

Conversion de...	Conversion vers ...				
	Sieve-by-weight	Grid-by-number	Grid-by-weight	Area-by-number	Area-by-weight
Sieve-by-weight	1	1	D^2	$1/D^2$	D
Grid-by-number	1	1	D^3	$1/D^2$	D
Grid-by-weight	$1/D^3$	$1/D^3$	1	$1/D^5$	$1/D^2$
Area-by-number	D^2	D^2	D^5	1	D^3
Area-by-weight	$1/D$	$1/D$	D^2	$1/D^3$	1

Tableau 1 : Table des facteurs de conversion entre les différentes méthodes d'échantillonnage d'après Kellerhals and Bray [1971].

Sur cette figure la valeur **D** correspond à la moyenne géométrique des granulométries au sein d'une classe de taille. Pour convertir un spectre granulométrique obtenu par une méthode donnée sous une autre forme il suffit de multiplier la fréquence de chaque classe par le facteur correcteur.

Ces résultats ont été obtenus grâce au « modèle cubique » de Kellerhals et Bray. Ils sont plus ou moins précis s'il sont appliqués dans un autre contexte (autres formes, présence de pores). Les travaux de Diplas and Sutherland [1988] viennent corriger certaines de ces lacunes. Quoi qu'il en soit l'utilisation conjointe de méthodes ne nécessitant pas de conversion est préférable (relations avec un facteur de 1).

b Problèmes de représentativité des échantillons

Dans toutes les sciences le problème de la représentativité des échantillons est récurrent. Notre objectif étant de décrire des systèmes fluviaux à grande échelle, nous allons voir que nous sommes confrontés à deux contraintes d'échantillonnages indépendantes qui vont accroître l'incertitude sur nos données.

• Un échantillon est-il représentatif du sédiment analysé ?

Considérons un tas de sédiments homogènes fractionné en échantillons identiques. Quelle est la « répétabilité » de la mesure granulométrique pour une quantité d'échantillon donnée ? Naturellement il n'existe pas de réponse unique à ces questions, tout dépend du mode de mesure choisi « sieve-by-weight » ou « grid-by-number ».

Quel **volume** est-il nécessaire de tamiser pour bien caractériser a priori la granulométrie d'un matériau (« sieve-by-weight ») ? Une série de critères a été définie depuis les années 80 pour répondre à ce problème [Haschenburger et al. 2007]. En premier lieu, le volume à échantillonner doit être largement supérieur au volume des plus grosses particules prélevées (Figure 12). Par exemple, Mosley and Tindale [1984] proposent que la masse du plus gros claste soit inférieure à 5% de la masse totale de l'échantillon. Le volume à échantillonner devrait également être ajusté en fonction de l'hétérométrie des grains, de leur classement, de leur morphométrie, et cætera [Gale and Hoare, 1992 ; Milan et al., 1999]...

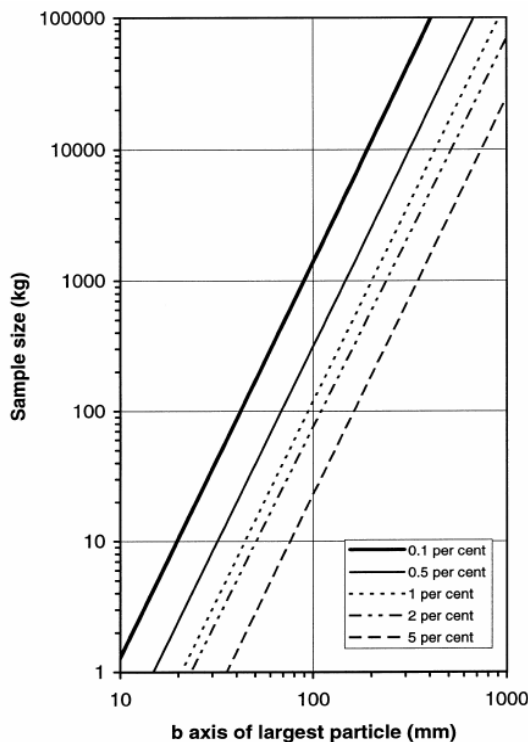


Figure 12 : Volume de sédiment à prélever pour caractériser la granulométrie d'un échantillon, estimation de l'incertitude sur les classes granulométriques [Milan et al., 1999]

Les marges d'incertitude indiquées portent sur le spectre granulométrique complet, c'est-à-dire la valeur du D50. D'après cet abaque nous pouvons estimer une incertitude de l'ordre de 1% à 5% pour nos échantillons (voir notre protocole expérimental dans les paragraphes suivants). Nous n'avons pas besoin d'une précision plus importante.

Milan et al. [1999] ont compilé sur ce graphique les données obtenues par d'autres auteurs. L'enjeu de leurs travaux est de définir le volume à échantillonner plus important encore pour caractériser au mieux chaque classe granulométrique. En réalité la précision dépend également de la morphométrie des grains [Milan et al., 1999], du contexte sédimentaire [Gale and Hoare, 1992], et cætera. Les « critères » pour un échantillonnage granulométrique idéal sont d'ailleurs encore discutés [Haschenburger et al. 2007].

Le **nombre** d'objets à compter pour obtenir un échantillon représentatif par la méthode « grid-by-number » a été moins étudié dans le domaine de l'analyse granulométrique. Habituellement on procède à une centaine de points de mesure, la résolution est donc de l'ordre du pourcent, et la précision au mieux de plusieurs pourcents. Nous verrons ultérieurement que cette valeur de 100 points est suffisante pour notre étude. Notons qu'il convient également de choisir une surface de mesure suffisamment grande [Rollet, 2007].

- **Un échantillon est-il représentatif des sédiments présents sur un segment de rivière ?**

L'étape la plus critique lors d'une campagne de mesure de la granulométrie en milieu fluvial, est le choix des emplacements adéquats pour prélever les échantillons. Plusieurs phénomènes compliquent considérablement l'opération : la variation verticale de la granulométrie (présence d'une « armure » ou de patches de sable), et la variation spatiale dans le lit de la rivière. Nous allons voir qu'une grande quantité de mesures s'avère généralement nécessaire pour caractériser la charge de fond réelle totale transportée par une rivière [Mosley and Tindale, 1984 ; Gale and Hoare, 1992 ; Milan et al. 1999 ; Haschenburger et al. 2007]. Obtenir des résultats précis demande de toute façon beaucoup de temps et de labeur.

➤ Variations verticales de la granulométrie : l'armure et bancs de sable

Dans le cas de rivières à fond graveleux la granulométrie des dépôts superficiels est souvent faiblement représentative de la granulométrie des dépôts plus profonds [Diplas and Sutherland, 1988 ; Mosley and Tindale, 1984]. La surface des barres fluviales est fréquemment recouverte par un amoncellement de galets grossiers sur une dizaine de centimètre, soit approximativement la taille des plus gros galets à un endroit donné. La granulométrie de surface apparaît alors 2 à 2.5 fois plus grossière que la granulométrie en sub-surface [Diplas and Sutherland, 1988], parfois 3 à 4 fois plus grossière [Garcia et al., 1999, 2000]. Cette « **armure** » ou « **pavage** »¹² (aussi appelée « cuirasse » en français, « armour » ou « armor » en anglais) résulte d'un processus de tri granulométrique complexe [Parker and Klingeman, 1982 ; Vericat et al., 2005 ; Rollet, 2007]. Elle dépend fortement du contexte local (quantité de sédiments disponible, hétérométrie et granulométrie des grains, morphologie de la rivière), et de la chronologie des crues. Deux théories fondamentalement différentes tentent d'apporter une explication à ce phénomène :

1. Lors de crues secondaires de faible ampleur, le courant suffisamment fort pour transporter le sable ou les graviers laisserait les gros galets sur place, ce qui aurait pour effet de « nettoyer » localement la surface du lit. Ce tri granulométrique est appelé « **vannage vers l'aval** » (« downstream winnowing »).

2. Une autre hypothèse repose sur le concept de « mobilité équivalente » des clastes de tailles différentes. Lors du transport, les particules fines auraient tendance à s'accumuler dans les creux entre les particules plus grosses, et progressivement migreraient vers la sub-surface. Leur mobilité se réduirait alors, et s'équilibrerait avec celle des grosses particules subjacentes. Ce processus est appelé « **vannage vertical** » (« vertical winnowing »).

Quoi qu'il en soit, une forte crue peut briser l'armure et remobiliser l'ensemble des sédiments disponibles. L'armure évolue donc au cours du temps, se déplace voire disparaît d'une année sur l'autre. Elle peut aussi se morceler, ce qui justifie fréquemment la détermination d'un « indice de pavage » (« armouring ratio ») correspondant à la proportion de la surface du lit couverte par l'armure. Si elle devient trop discontinue les auteurs parlent plus volontiers de « **patches de galets** » [Garcia et al., 1999, Wittenberg et al., 2006]. Naturellement la présence d'un pavage protecteur presque inamovible a une forte influence sur le taux d'incision et l'érosion latérale du cours.

¹² Certains auteurs distinguent la notion de pavage de celle d'armure.

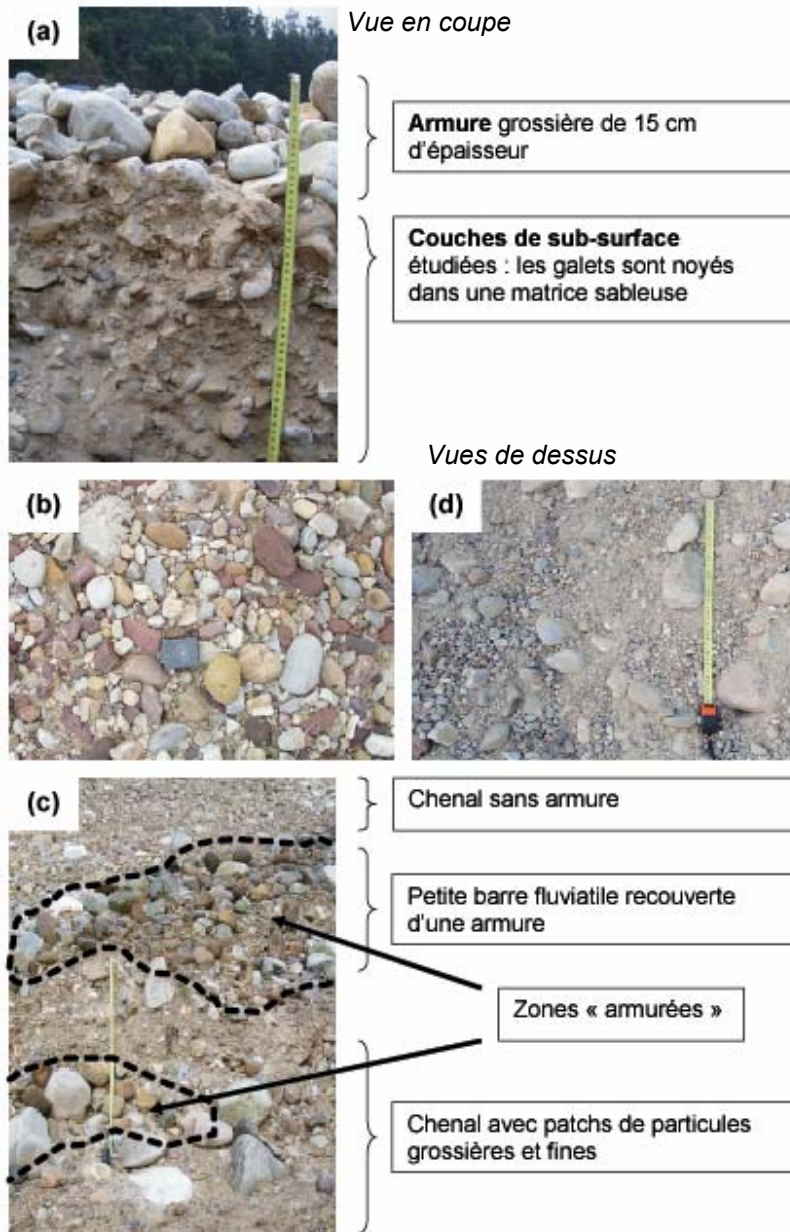


Figure 13 : L'effet de pavage dans les rivières Siwaliks (amont).

(a) Armure vue en coupe. Cette coupe dans une barre de galet de la Churre Khola montre clairement la sous représentation des sables dans les niveaux les plus superficiels, sur une épaisseur de 15 cm environ. Cette photographie a été prise dans la zone montagneuse des Siwaliks.

(b) Armure non tuilée vue de dessus.

(c) Patches de particules grossières et fines à la surface de certaines barres fluviales. L'armure apparaît généralement discontinue et fortement remaniée par les crues successives.

(d) Absence d'armure dans une rivière du Teraï. L'indice de pavage devient généralement plus faible vers l'aval. Encore plus loin en aval, les rivières à fond sableux ne présentent pas de dépôts de surface plus grossiers que les dépôts de sub-surface. En outre plus le caractère « en tresse » se développe, moins l'armure paraît continue.

Dans notre secteur d'étude le pavage semble mieux formé dans les cours en amont, notamment dans la zone montagneuse (Figure 13). Il apparaît parfois « tuilé » : les particules sont alors imbriquées les unes dans les autres suivant le sens du courant. Dans le cours aval (Teraï) la proportion de sable des dépôts les plus superficiels augmente : il ne semble plus y avoir de différences marquantes entre les dépôts superficiels et profonds. Le caractère « en tresse » s'accroît également. Ce type d'observation semble classique [Diplas and Sutherland, 1988]. Cependant, l'intense exploitation des galets de rivière par les habitants de la région pourrait simplement expliquer de la faiblesse du pavage dans le Teraï.

Il arrive également que la surface soit recouverte par des « **patches de particules fines** » plus ou moins épais, voire par de véritables bancs de sable. Ce type de dépôts apparaît de façon générale dans les rivières du Teraï (Figure 14), et localement dans la zone montagneuse, sous forme de minces dépôts

sableux centimétriques discontinus. Comme la cuirasse, la répartition de ces dépôts en surface varie fortement dans le temps et dans l'espace et dépend des caractéristiques des dernières crues. La nature bimodale des sédiments provenant des Siwaliks (« RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles, interprétation de la transition sable-gravier », p. 108) pourrait expliquer leur abondance.



Figure 14 : « Patches » de particules fines et bancs de sable dans les rivières népalaises.

(Légende de la Figure 14)

(a) Photographie prise sur une barre fluviale de la Bakeya dans les Siwaliks. La barre de galets est recouverte par une fine couche de sable centimétrique. Ce type de dépôt très peu épais est très répandu surtout dans le Terai.

(b) Dépôt de sable au fond d'un chenal secondaire de la Churre Khola. Les barres fluviales environnantes sont constituées de galets.

(c) et (d) D'épais bancs de sable métriques à plurimétriques se déposent en fin de crue dans des zones abritées du cours tumultueux des grandes rivières népalaises. Ces photographies proviennent des gorges de la Trisuli Nadi (chaîne du Mahabarat), mais les mêmes structures existent dans les vallées de la Bakeya et la Bagmati (notre secteur d'étude dans les Siwaliks). Les gros bancs de sable sont beaucoup moins épais et plus rares en dehors de zones de gorges.

Finalement nous avons choisi de ne pas nous intéresser à la granulométrie de surface hautement variable d'un point à l'autre (armure discontinue ou absente, patch de particules grossières ou fines), d'abord pour des raisons de temps et d'efficacité. Ce choix semble justifié par certaines études qui

montrent que la granulométrie de la charge de fond, très variable d'une crue à l'autre, est plus proche de la granulométrie de sub-surface que de la granulométrie de surface [Garcia et al., 1999, Attal et Lavé, 2006b] (Figure 15). En outre, les dépôts sédimentaires pérennes dans les cônes alluviaux, visibles sur les coupes d'anciennes terrasses, ressemblent bien d'avantage aux dépôts fluviaux actuels de sub-surface qu'à l'armure des chenaux.

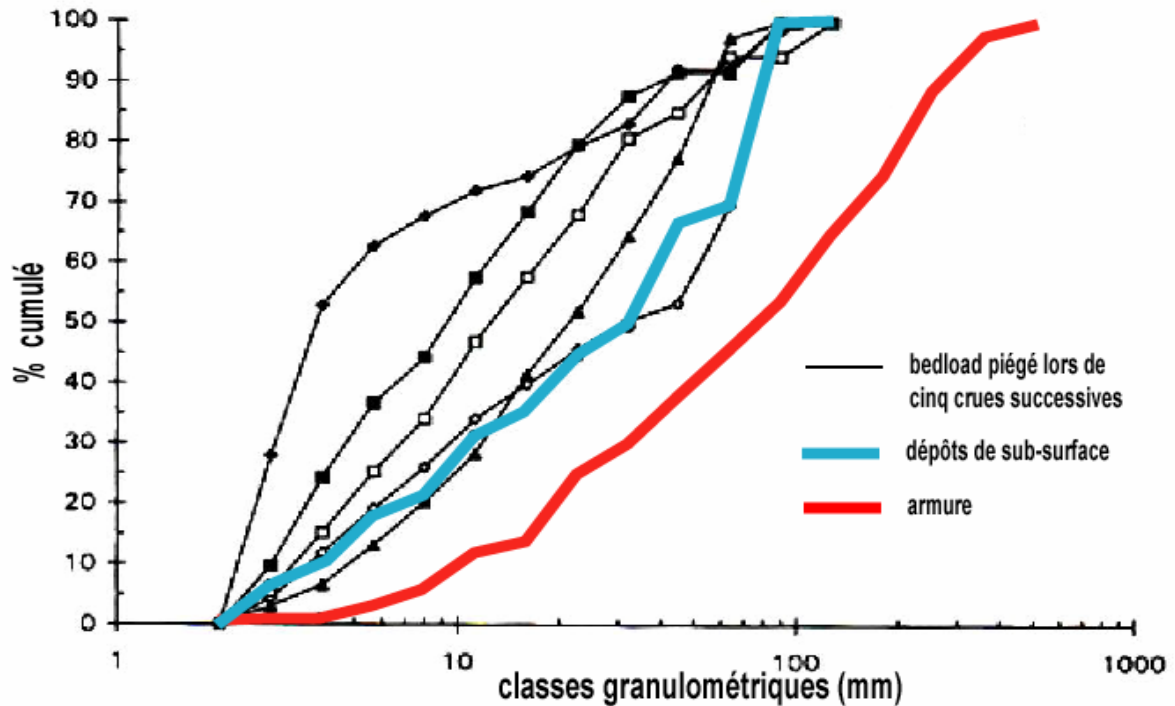


Figure 15 : Comparaison de la granulométrie de la charge de fond, de la granulométrie de l'armure (surface), et de la granulométrie de sub-surface [d'après Garcia et al., 1999].

Les mesures de la charge de fond ont été réalisées grâce à un piège à sédiment installé au fond d'une rivière. Les courbes de distribution sont toutes tronquées à 2 mm. La granulométrie moyenne pendant cinq crues successives a été enregistrée. Garcia et al. [1999] concluent que la granulométrie de la charge de fond au début d'une crue dépend des caractéristiques des patches de particules fines à la surface du lit avant la crue. Finalement, lors des différents épisodes enregistrés, cette granulométrie est toujours restée inférieure ou égale à la granulométrie des dépôts de sub-surface, et donc très inférieure à la granulométrie de l'armure.

Nous considérerons donc que la granulométrie « réelle » de la charge de fond transportée par la rivière correspond à la granulométrie de sub-surface. Cela implique de retirer l'armure ou les dépôts de sable trop épais quand ils sont présents, avant de procéder aux mesures de granulométrie (tamisage ou autre)¹³.

¹³ Naturellement la mesure peut s'effectuer directement sur les dépôts affleurant en surface si aucune variation verticale des faciès n'est observée (nous avons vu que c'est souvent le cas dans le Terai, à condition de bien choisir le site de mesure).

➤ Variations spatiales des faciès sur de faibles distances dans les rivières

La granulométrie fine des dépôts de plaines d'inondation et de berges contraste naturellement avec les dépôts plus grossiers de chenaux. Cependant, au sein d'un chenal, même sur de courts segments, la granulométrie des sédiments présente également une forte variabilité spatiale [Kellerhals and Bray, 1971 ; Mosley and Tindale, 1984 ; Wittenberg et al., 2006, Rollet, 2007]. On peut s'attendre à ce que les galets et graviers se concentrent dans les zones les plus « actives » du chenal, vers le fond et les parties concaves des courbes, et que le sable ne s'accumule que là où le courant est moins fort, vers les berges et les zones protégées des méandres (Figure 16, p. 63). En fait la répartition des bancs et des patches de particules fines ou grossières, et des sédiments en général, apparaît beaucoup plus complexe.

La sédimentation dans les **rivières en tresse** se fait sous forme de « **barres fluviales** » longitudinales qui séparent les chenaux entre eux. Ces barres se déplacent et s'accroissent rapidement dans le sens du courant par avalanches de sédiments à leur extrémité aval. Leur taille et leur granulométrie varient selon les conditions du milieu. Le lit de ce type de rivière apparaît donc très hétérogène spatialement (voir les photos de la Figure 13 (c) et de la Figure 14 (b)).

En outre, les rivières en tresse du Teraï et des Siwaliks subissent de fortes variations saisonnières et même journalières de débit (cf. « Hydrologie des rivières étudiées dans les Siwaliks du Népal Central », p. 32). Dans ces rivières à écoulement saisonnier la partie du chenal présentant la plus forte granulométrie **en surface** est souvent comprise en bordure des multiples chenaux secondaires, tandis que le fond de ces chenaux et les parties les plus élevées du lit de la rivière sont recouverts par des bancs de sable (Figure 16). Les bancs sableux au fond des chenaux (Figure 14 (b)) ont pu se déposer en phase de décrue, lors de crues secondaires, ou pendant l'étiage. Ainsi la répartition de la granulométrie sur le fond lors de l'échantillonnage pendant la saison sèche dépend avant tout de chronologie et de l'intensité des dernières crues des rivières (qui n'ont pas forcément été les plus fortes), ainsi que de la disponibilité des sédiments pendant les crues et du remaniement éventuel de l'armure.

➤ Variations temporelles des faciès

Il est probable que les dépôts de sable que l'on rencontre en surface dans les chenaux des **cônes alluviaux proximaux** ne s'accumulent pas durablement : ils doivent être balayés pendant la mousson suivante. En effet les dépôts plus profonds semblent presque exclusivement graveleux (avec une matrice sableuse) et probablement plus homogènes que les dépôts de surface (Figure 16). Même les faciès de plaine d'inondation sont très peu conservés à long terme dans le processus d'aggradation des cônes : les faciès fins sont largement minoritaires dans les dépôts pérennes des cônes alluviaux proximaux (observations faites sur d'anciennes terrasses ou des coupes artificielles dans le Teraï).

A une **variabilité spatiale** correspond donc également une **variabilité temporelle** des dépôts. D'une année sur l'autre les barres fluviales se déplacent, l'armure se transforme, les flux de sédiments varient. Les perturbations du milieu peuvent mettre plusieurs années à se propager le long du cours. A plus long terme la dynamique fluviale peut complètement changer, souvent en relation avec les activités humaines [Vericat et al., 2005 ; Rollet, 2007].

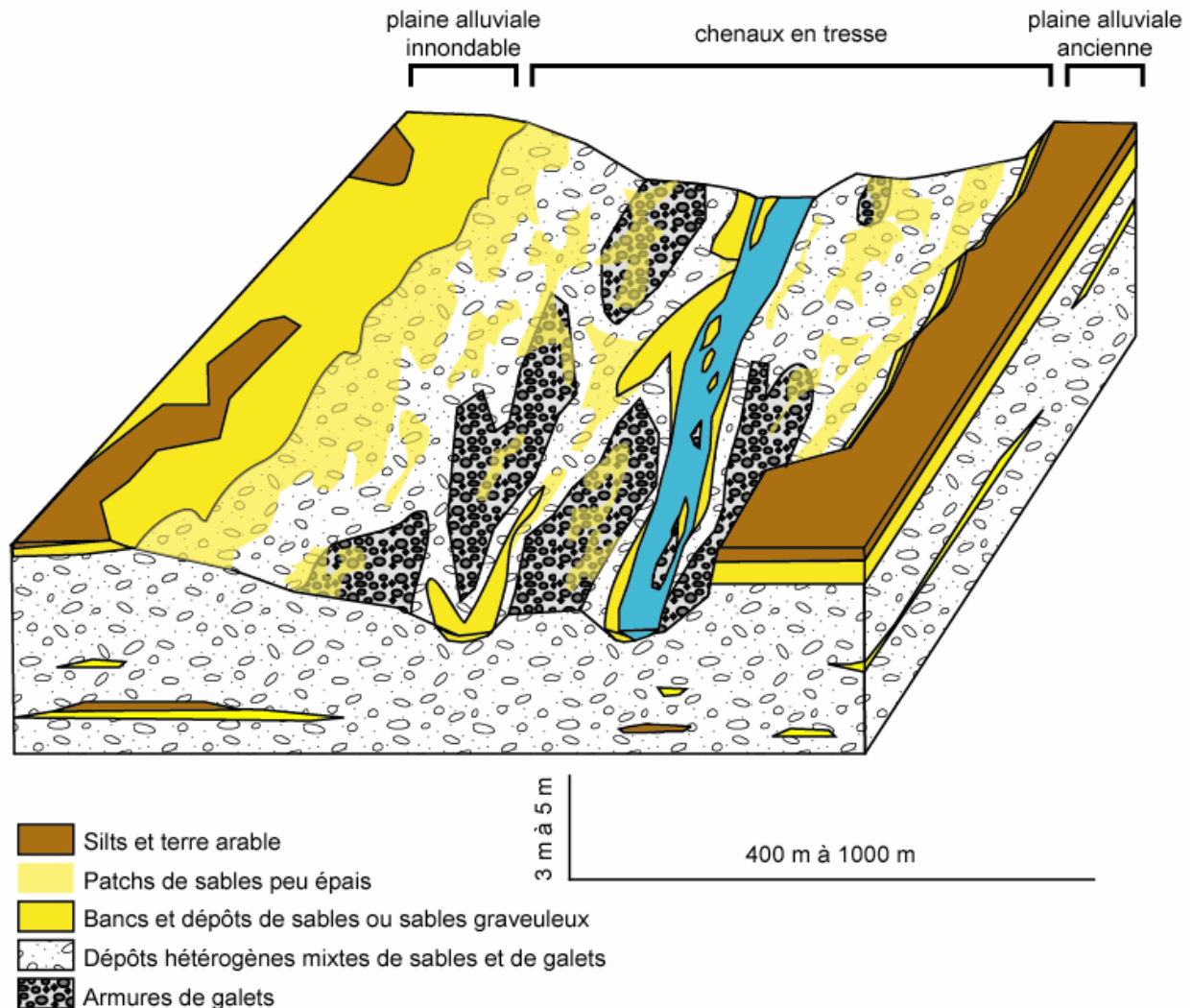


Figure 16 : Bloc diagramme présentant la répartition granulométrique caractéristique dans une rivière en tresse du Teraï.

Ce bloc diagramme présente l'aspect de la rivière Bakeya au niveau du village de Nijgad, sur le cône alluvial proximal 5 km en aval du front topographique. A cet endroit le lit s'étale sur une largeur de plusieurs centaines de mètre, parfois interrompu par des îles en partie végétalisées. En période d'étiage le flux d'eau se répartie en 1, 2 ou 3 chenaux principaux, mais il existe aussi de très nombreux chenaux secondaires actifs pendant les crues. La rivière divague fortement et érode rapidement latéralement les dépôts fins de plaine alluviale ; au bout du compte seuls les faciès mixtes caractéristiques des chenaux (galets et sable mélangés) s'accumulent à long terme.

Les dépôts sableux se rencontrent à la fois à proximité des berges et sur la plaine alluviale inondable où le courant est plus faible, mais aussi au fond des chenaux principaux. Ces patches, nappes, ou bancs de matériaux fins mesurent de quelques centimètres jusqu'à plus d'un mètre d'épaisseur. L'armure de galets se forme quant à elle à la surface des grandes barres fluviales.

Dans notre cas **les dépôts de surface les plus représentatifs** des sédiments accumulés à long terme par le système fluvial se rencontrent en bordure des principales barres fluviales, mais un échantillon unique mal choisi n'aura aucune chance d'être représentatif de la charge globale transportée par la rivière.

Suite de la légende de la Figure 16.

Notons que la granulométrie évolue également latéralement dans les boucles de méandre, comme nous avons pu le constater dans la Ratu Khola. Au niveau des sites de mesure P4 et P2 (voir la carte de localisation précise du Chapitre IV) les granulométries de surface et de sub-surface diminuent fortement dans les parties les moins actives du lit. Le D50 des barres fluviales passe de 2.7 - 2.4 cm rive gauche (exposée) et au centre du chenal, à 1.6 - 0.9 cm rive droite (protégée).

- Estimation du nombre d'échantillons à prélever : cas du tamisage

Naturellement le nombre d'échantillons prélevés a énormément d'importance sur la qualité des résultats obtenus. Dans leurs travaux de 1984 Mosley et Tindale ont procédé à un échantillonnage intensif sur un court segment d'une rivière néo-zélandaise comparable à nos rivières népalaises. Plus de 200 points de mesure avaient été définis le long de coupes transversales, ou suivant une répartition aléatoire dans le lit. Le volume tamisé à chaque fois avoisinait 30 kg (ce qui semble plutôt faible compte tenu de la granulométrie locale). Dans ce contexte, ils avaient conclu à la nécessité d'échantillonner aléatoirement 228 échantillons à tamiser pour obtenir un intervalle de confiance de 10%, et 50 échantillons à tamiser pour un intervalle de confiance de 20%.

Prélever un tel nombre d'échantillons pour caractériser la granulométrie en un point donné d'une rivière est inenvisageable dans notre étude, l'objectif étant de couvrir le linéaire le plus long possible au fil des cours d'eau népalais sélectionnés. Nous avons donc dû procéder de manière alternative (voir plus loin le paragraphe « Bilan sur les contraintes d'échantillonnage ») et accepter une certaine incertitude sur nos données, allant peut être jusqu'à quelques dizaines de pourcents.

- Estimation du nombre d'échantillons à prélever : cas des méthodes « grid-by-number »

Comme les mesures par tamisage, les mesures du type « grid-by-number » sont soumises à une forte incertitude liée à la variabilité spatiale des dépôts. Mosley and Tindale [1984] avaient estimé qu'un échantillonnage « Wolman » (voir « Mesure de la granulométrie par comptage direct en surface », p.96) mené sur 14 sections avec 120 sous-échantillons par sections conduisait à une incertitude de l'ordre de 20% sur l'estimation du spectre granulométrique moyen d'un tronçon de rivière. Nous n'avons pas effectué suffisamment d'essais pour remettre en cause cette interprétation pessimiste, mais nous verrons que nos résultats sont exploitables malgré un nombre limité d'échantillons.

- **Bilan sur les contraintes d'échantillonnage**

Finalement, lors d'une campagne de mesure granulométrique d'alluvions fluviales, l'incertitude sur les résultats n'est généralement pas liée en premier lieu à la reproductibilité des mesures, mais à la **variabilité naturelle entre les échantillons** [Mosley and Tindale, 1984]. Or, nous n'avons pu effectuer qu'une à dix mesures par site, avec une moyenne comprise entre deux et trois (en tenant compte des

mesures réalisées par des méthodes alternatives au tamisage). **Pour compenser cette carence en nombre de mesures par site, nous avons adopté deux stratégies qui seront détaillées dans les paragraphes suivant sur nos protocoles expérimentaux :**

1. Tout d'abord nous avons choisi **d'augmenter la quantité échantillonnée**. Près de 100 kg de sédiments ont été prélevés pour les mesures par « sieve-by-weight », et au moins 100 points (minimum) d'échantillonnage ont été déterminés pour les mesures par « grid-by-number ». L'objectif est de garantir des données plus fiables en un point d'échantillonnage donné. En ce qui concerne le tamisage, d'après la Figure 12 (p.57), et compte tenu de notre granulométrie souvent inférieure à 10 cm, une incertitude de 1% à 5% paraît raisonnable [Milan et al., 1999].

2. Ensuite, nous avons décidé de **sélectionner les points d'échantillonnage les plus « représentatifs »** sur un tronçon de rivière donné.

Choisir les faciès à tamiser est forcément subjectif et pourrait biaiser les résultats obtenus [Mosley et Tindale, 1984]. Cette démarche reste malgré tout envisageable dans notre contexte, compte tenu de nos objectifs et de la précision recherchée relativement faible (voir le paragraphe suivant « Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain »). Elle a d'ailleurs été adoptée et justifiée par d'autres auteurs [Rollet, 2007, sur la basse vallée de l'Ain]. Elle nécessite bien sûr une certaine expérience et une définition claire et constante des critères de sélection. Il faut de toute façon rester conscient de l'existence de « marges de variabilité » sur les classes granulométriques atteignant peut être localement 50 à 100% en un point donné, entraînant nécessairement une certaine dispersion des résultats le long du cours (voir « RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles », p. 108).

Le meilleur moyen de limiter l'incertitude liée à la variabilité naturelle sur le terrain est de ne plus exploiter en détail le spectre granulométrique, **mais de focaliser l'analyse sur le D50**. L'incertitude sur la médiane des AMr ou des PAs est inférieure à l'incertitude sur les classes granulométriques [Mosley et Tindale, 1984]. Cependant, il faut garder à l'esprit que l'usage de la médiane est moins « performant » dans le cas d'une répartition bimodale, si la médiane se situe dans le « creux » du spectre entre les deux modes principaux. En outre certains auteurs reprochent au D50 de ne donner aucune précision sur l'aspect du spectre, et donc justement sur son éventuelle bimodalité [Casagli et al., 2003], ce qui est dommage dans le cas d'alluvions fluviales souvent bimodales [Kellerhals and Bray, 1971].

Remarque : Ce paragraphe a surtout présenté le cas **d'alluvions fluviales récentes**. Nous verrons plus loin que la variabilité **des dépôts molassiques anciens** pose moins de problèmes pour l'analyse granulométrique.

5 Nos protocoles expérimentaux

La définition d'une méthodologie sur la mesure granulométrique dans les alluvions fluviales récentes et les sédiments détritiques anciens peu consolidés est un aspect important de notre travail de thèse. Elle est inspirée des travaux de Kellerhals et Bray [1971]. Nous avons entre autre repris la méthode classique du **tamissage** (volume 3D), la technique d'**analyse photographique** (surface 2D), et même développé de nouveaux protocoles expérimentaux adaptés à notre contexte.

a Avertissements sur l'estimation empirique de la granulométrie

La littérature regorge d'études où la granulométrie des roches, notamment celle des sédiments silico-détritiques grossiers (molasses et autre conglomérats), est estimée empiriquement « à l'oeil nu » en s'inspirant des classifications habituelles. Les résultats qualitatifs sont acceptables dans une roche homogène mais sont souvent fortement biaisés si l'échantillon est riche en matrice fine avec une forte hétérométrie des grains. Par exemple dans les sables graveleux (« pebbly sandstones ») l'importance des galets semble fréquemment surestimée par les observateurs. En effet le D50 de ce faciès peut correspondre à celui d'un sable « normal » malgré la présence de galets isolés : seul les derniers centiles (D90, D95...) étant nettement augmentés.

b Mesure de la granulométrie par tamissage

La granulométrie des dépôts molassiques et des alluvions récentes a été mesurée par tamissage aussi souvent que possible. La méthode « sieve-by-weight » classique donne les meilleurs résultats dans notre contexte, à condition d'extraire de l'affleurement des échantillons suffisamment importants, ce qui n'est pas toujours évident dans le cas des sédiments anciens partiellement indurés. Cette technique apparaît particulièrement adaptée à l'analyse des dépôts fluviaux relativement grossiers, « frais », et non consolidés. Dans les paragraphes suivants nous allons décrire le protocole expérimental que nous avons défini en tenant compte des contraintes d'échantillonnage évoquées précédemment.

Nous avons effectué 84 mesures de ce type sur 55 sites de mesure différents, soit près de 5 tonnes de sédiments tamisés.

- **Le tamisage sur le terrain**

Les conglomérats et alluvions récentes graveleuses ont été tamisés sur place. Les échantillons de granulométries inférieures à 5 mm ont été analysés en laboratoire.

- Choix de l'emplacement

La variabilité spatiale des faciès sédimentaires ne semble pas très marquée dans les **dépôts molassiques anciens** et dans les **rivières à charge de fond sablo argileuses** (cônes alluviaux distaux). En effet dans les paisibles rivières méandriformes à chenal unique et étroit du Sud Teraï, les conditions hydrologiques varient progressivement et de façon prévisible : il suffit d'échantillonner le long d'un axe transversal pour caractériser la totalité de la charge sédimentaire transportée. De même dans les molasses anciennes, la granulométrie semble plutôt homogène pour un banc donné, à l'échelle des petits affleurements. Cependant la taille des grains peut changer brutalement entre deux bancs voisins surtout dans les dépôts gréseux Siwaliks inférieur (entre les faciès de barre de méandre, les faciès de plaine d'inondation, et les faciès lacustres), et dans une moindre mesure dans les dépôts Siwaliks moyen ou supérieur. Un relevé granulométrique régulier a pu être réalisé suivant un pas d'échantillonnage de 10 m ou 100 m (épaisseur dans la série sédimentaire).

Les **rivières en tresse graveleuses** plus capricieuses posent d'avantage de problèmes, notamment en zone montagneuse. La première mesure est généralement effectuée sur le bord d'une grosse barre alluviale en position centrale dans le cours de la rivière. Les zones trop graveleuses ou trop sableuses sont évitées. En fonction du temps disponible plusieurs autres tamisages ont pu être effectués transversalement, du fond des chenaux principaux jusqu'aux barres de gravier les plus proches des berges.

- Préparation du site, prélèvement de l'échantillon

Les bancs de sables superficiels et les armures de galets ont été retirés chaque fois que nécessaire (Figure 17). En général la présence de fins dépôts sableux ne biaise pas les résultats obtenus par tamisage. La plupart des mesures de granulométrie dans les rivières ont été effectuées sur des échantillons de sub-surface (provenant de 10 ou 20 cm de profondeur). Les échantillons ont été extraits à la pelle et à pioche et déposés sur une bâche, avec un soin tout particulier apporté aux molasses Siwaliks qui contiennent des clastes fragiles. Dans les dépôts grossiers l'excavation mesure au minimum 0.2 m^2 à 0.25 m^2 ($0.5 \text{ cm} * 0.5 \text{ cm}$) sur 25 cm à 40 cm de profondeur. Il est essentiel d'échantillonner à la fois sur une épaisseur et sur une largeur importante par rapport à la taille des plus gros clastes, pour limiter les « effets de bord » : que faire des échantillons à cheval sur la zone

d'échantillonnage et l'extérieur ? Nous avons fait en sorte que l'état de surface au fond du trou après prélèvement ressemble à l'état de surface initial.

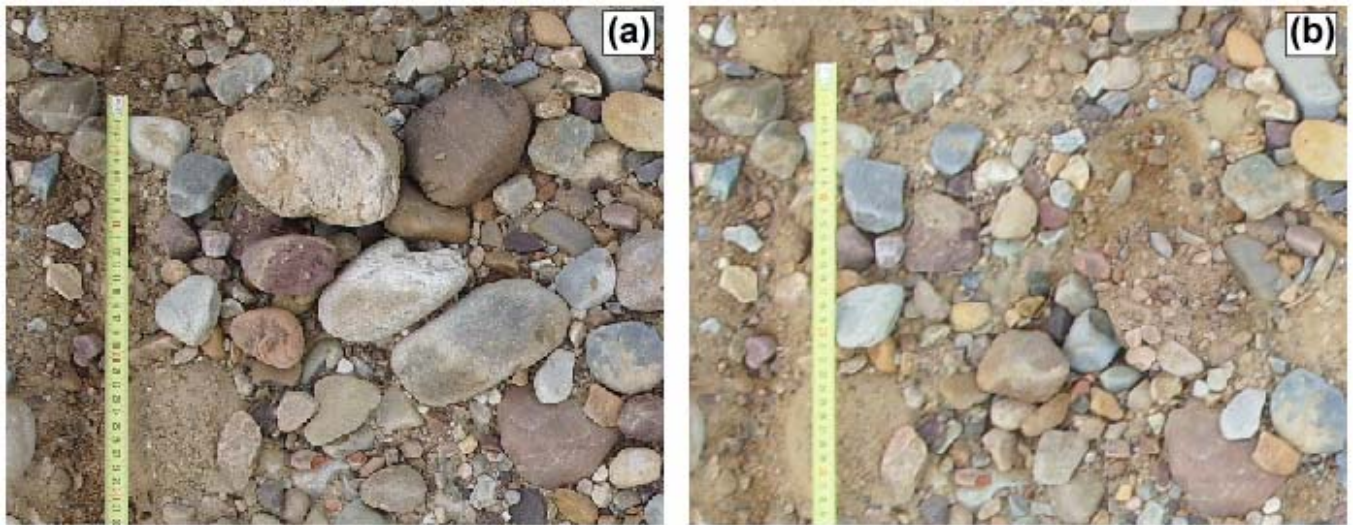


Figure 17 : Préparation du lit d'une rivière en vue du tamisage (Bakeya, dans le Siwaliks).

(a) Aspect du lit avant la préparation. Dans ce cas le pavage est morcelé, il s'agit surtout de petits amoncellements locaux de gros galets.

(b) Les galets superficiels du « pavage » ont été retirés.

Pour l'analyse des sédiments grossiers (conglomérats et passées graveleuses dans les rivières) nous avons extrait des échantillons compris entre 80 kg et 150 kg, et presque 200 kg dans les cas extrêmes, soit un volume moyen de 0.04 m^3 (sans compter la porosité inter granulaire). La masse du galet le plus gros dans un échantillon a rarement dépassé 10 kg (soit approximativement 0.0035 m^3), et est souvent restée inférieure à 2 kg. Pour les échantillons de sable et de grès le tamisage de quelques centaines de grammes suffit amplement. Les données obtenues sont à priori très fiables (Figure 12).

➤ Tamisage à proprement parlé



Figure 18 : Tamisage des alluvions récentes de la Churre Khola (a) et des molasses Siwaliks (b)

Nous avons utilisé sur le terrain un jeu de 6 cribles et tamis (maille carrée nominale de 16 cm, 8 cm, 4 cm, 2 cm, 1 cm, et 0.5 cm). La diminution de la taille de la maille d'un tamis à l'autre (division par 2) correspond à une échelle ϕ . Le tamisage se fait en deux ou trois étapes :

1. La totalité de l'échantillon est d'abord passée dans les tamis et cribles de maille 16 cm, 8 cm, 4 cm, et 2 cm. La fraction restant dans chaque tamis (le « reste ») est pesée sur place.

2. Il n'est pas nécessaire de tamiser un gros volume pour caractériser la granulométrie des particules plus fines. Pour réduire la quantité de travail la fraction de l'échantillon passant le tamis de 2 cm (le « tamisat ») est fractionnée en quatre sous-échantillons identiques (quartage), dont un seul sera analysé avec les tamis de 1 cm et 0.5 cm¹⁴.

3. Enfin une fraction du tamisat inférieur à 5 mm a parfois été envoyée au laboratoire pour une analyse granulométrique plus poussée, notamment dans le but de réduire la marge d'incertitude sur le calcul du D10.

Les alluvions tamisées sont parfois très humides. Nous avons vérifié que ce facteur ne perturbait pas les mesures de granulométrie par tamisage. Finalement seul les échantillons présentant une granulométrie intérieure à 5 mm doivent impérativement être séchés au préalable (Figure 19). C'est l'une des raisons pour lesquelles nous n'avons pas tamisé les fractions fines sur le terrain.

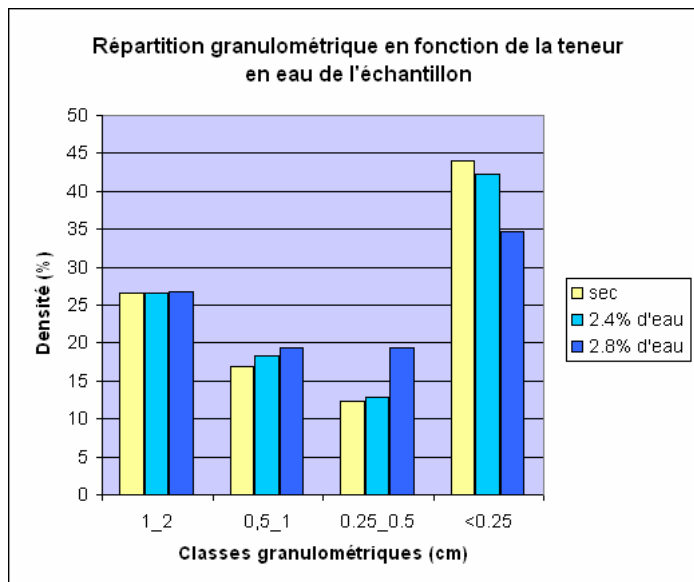


Figure 19 : Influence de l'humidité de l'échantillon sur les mesures de granulométrie

Les teneurs en eau sont données en pourcentage massique total. Au delà de 3% d'eau l'alluvion utilisée dans cette expérience devient quasiment saturée (porosité de 8 à 10%), ce qui interdit le tamisage « à sec ».

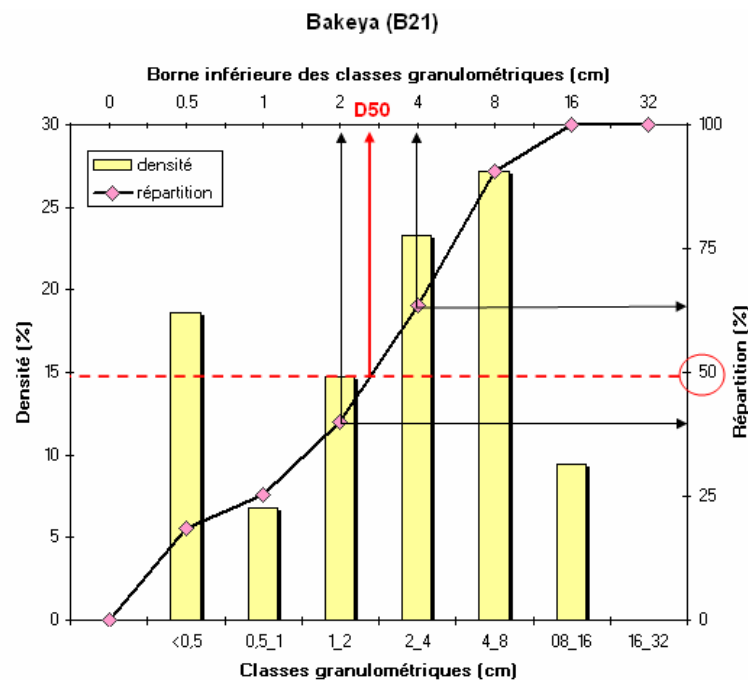
La fine pellicule d'eau à la surface des grosses particules (> 1 cm) ne modifie pas sensiblement la masse totale de cette fraction. Par contre la proportion des fractions 0.5_1 cm et 0.25_0.5 cm augmente avec la teneur d'eau (agglomération des grains, et cætera). En dessous de 0.25 cm la courbe de densité chute (les grains restent collés aux tamis et aux particules plus grosses).

¹⁴ Notre technique de quartage a été éprouvée à plusieurs reprises (tamisage successif des différents tas). Pour chaque tas le D50 obtenu est toujours rigoureusement identique, malgré de légères fluctuations des classes granulométriques.

➤ Détermination de la fonction de densité des galets et calcul du D50, D10, et D90

Les mesures par tamisage ne permettent pas de calculer directement la médiane de la taille des grains. En effet le tamisage ne donne qu'une masse totale de grains par classes de taille (spectre granulométrique massique, ou courbe de densité massique, mesure du type « sieve-by-weight »), et pas un nombre de grains par classe de taille.

Si nous supposons que tous les clastes de l'échantillon ont approximativement la même masse volumique (voir la note de bas de page 15, p. 74), il suffit de calculer la courbe de répartition massique pour retrouver la médiane de la taille des grains (Figure 20). En général ce pourcentage cumulé de 50% est atteint quelque part au sein d'une classe de taille. Pour déterminer le D50 précisément on effectue donc une régression linéaire en tenant compte du pourcentage cumulé de masse aux bornes de la classe de taille. Nous calculons systématiquement de la même façon le D10 et le D90 pour des pourcentages cumulés de 10% et 90% respectivement.



La courbe de répartition donne le volume d'échantillon dont la granulométrie est inférieure à une valeur X donnée. Pour le calcul du D50, X égal 50%. Dans cet exemple nous avons :

borneINF = 2 cm

borneSUP = 4 cm

répartitionINF = 37%

répartitionSUP = 60 %

En faisant une régression linéaire entre ces deux points on obtient **D50 = 2.85**.

$$D_x = \frac{X - B}{A}$$

Avec :

$$A = \frac{\text{borneINF} - \text{borneSUP}}{\text{répartitionINF} - \text{répartitionSUP}}$$

$$B = \text{répartitionINF} - A * \text{borneINF}$$

$$\text{répartitionINF} < X < \text{répartitionSUP}$$

Figure 20 : Spectre granulométrique volumique / massique et calcul du D50

Le calcul du D10 est relativement imprécis si plus de 10% des particules fines sont contenus dans la classe inférieure correspondant au tamisat final. En effet si aucun sous-échantillon de la fraction fine n'a été envoyé au laboratoire pour analyse complémentaire, la régression linéaire se fait entre 0 cm et 0.5 cm, 0.5 cm étant l'ouverture du tamis le plus fin. Cette classe de taille virtuelle ne correspond pas à l'échelle ϕ classique (classe granulométrique 0.25 à 0.5 cm). D'une façon générale les classes extrêmes sont mal représentées et se prêtent mal au calcul précis des percentiles.

- **Tamissage en laboratoire**

Les échantillons d'arénites (grès non consolidés), de sables et d'argiles, ainsi que la fraction fine de certains échantillons grossiers, ont été envoyés au laboratoire pour analyse de la granulométrie. Pour ces échantillons le séchage préalable devient indispensable. Nous avons utilisé un nouveau jeu de 6 tamis d'ouverture 2.5, 1.25, 0.63, 0.315, 0.16, et 0.08 mm. Les tamis de 0.04 et 0.02 mm ne donnent pas des résultats très satisfaisants ; pour les échantillons extrêmement fins (argiles, silt et sable très fin, particules de 0.8 mm à 0.0001 mm) ou trop indurés (grès sensu stricto) nous avons préféré utiliser un granulomètre laser (voir le paragraphe « Mesure de la granulométrie par granulomètre laser », p. 98).

- **Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain**

Nous avons vu que le choix de l'emplacement à échantillonner avait beaucoup d'influence sur les résultats de la campagne de tamissage, notamment dans le cas d'alluvions récentes. Nous allons montrer dans ce paragraphe qu'il faut encore prendre d'autres précautions avant d'interpréter les données obtenues par tamissage.

- Biais liée à la maille carrée des tamis [d'après Attal, 2003]

1. Taille maximale des particules traversant une maille de tamis

Pour des raisons de fabrication et d'efficacité d'utilisation la plupart des tamis sont constitués d'un grillage à **maille carrée**. La valeur nominale des tamis que nous avons utilisés correspond en fait à la largeur **L** de la maille carrée. Comme les galets n'ont généralement pas une forme parfaite de sphère ou de sphéroïde de révolution, des galets ayant un axe **AMr** plus grand que la section du tamis **L** peuvent passer au travers (voir Figure 21). Ainsi la capacité d'une particule à traverser la maille d'un tamis ne dépend pas seulement de son diamètre moyen **AMr** mais aussi de la section de l'objet au niveau du diamètre moyen, c'est-à-dire de son **PAr**.

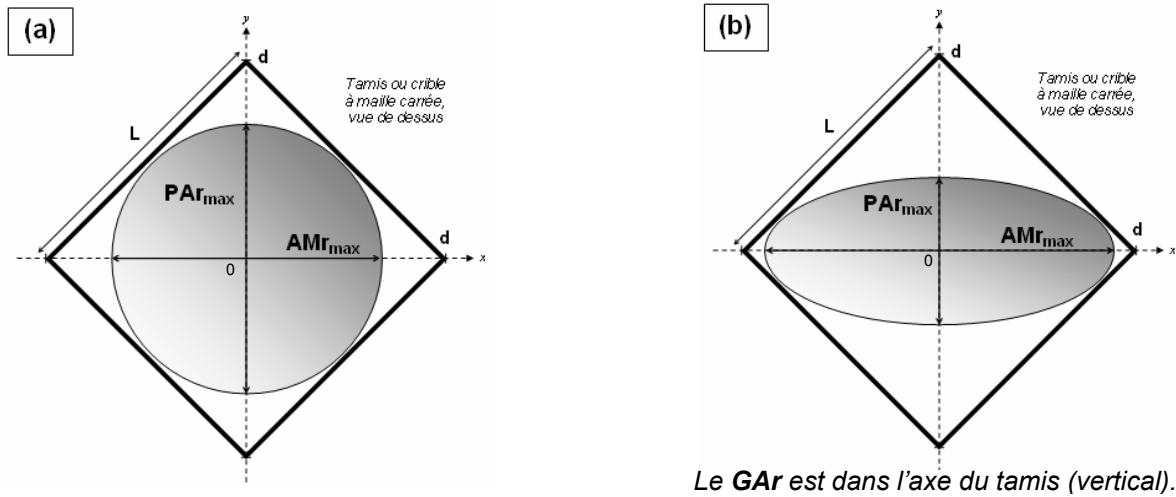


Figure 21 : Influence de la forme d'un claste sur sa capacité à franchir les mailles d'un tamis [d'après Attal, 2003]

L est la largeur de la maille carrée nominale des tamis

d est la diagonale de la maille du tamis. Aucune particule de diamètre moyen plus grand que m ne peut traverser le tamis.

AMr_{max} est le diamètre moyen maximal d'un galet pouvant traverser le tamis, associé au petit diamètre PAr_{max} . On a $AMr_{max} = f(PAr_{max}, L)$ avec $d \geq AMr_{max} \geq L \geq PAr_{max}$.

(a) Cas d'un galet sphérique ou parfaitement prolate. $AMr_{max} = L = PAr_{max}$.

(b) Cas d'un galet oblate ou imparfaitement prolate. $AMr_{max} > L > PAr_{max}$.

Si on associe le galet à un ellipsoïde parfait, on peut calculer AMr_{max} en fonction du rapport de longueur du galet (Équation 5) :

$$AMr_{max} = \frac{2 * k * d}{\sqrt{1 + k^2}}$$

k est le rapport de l'axe moyen sur le petit axe. Il peut être connu indépendamment de AMr_{max} et PAr_{max} , en assumant un rapport $k = AMr / PAr$ constant pour toutes les particules d'une classe de taille donnée de l'échantillon à analyser.

Avec

$$k = \frac{AMr_{max}}{PAr_{max}}$$

$$d = \frac{L}{\sqrt{2}}$$

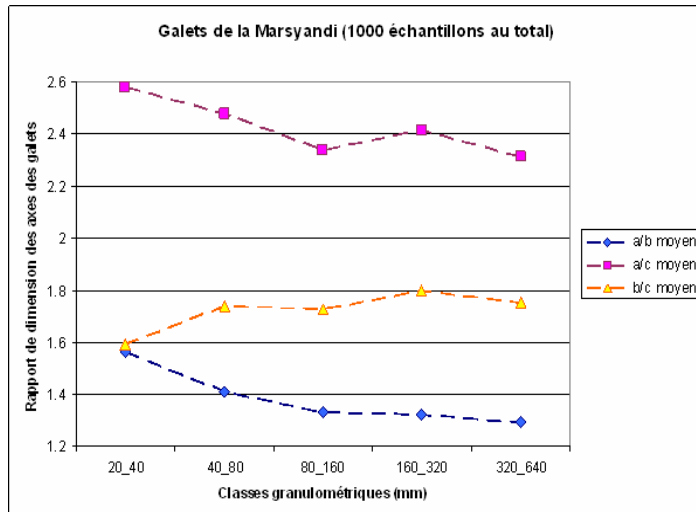
Équation 5 : Calcul du diamètre moyen maximal d'un galet pouvant traverser la maille d'un tamis [d'après Attal, 2003].

En conclusion, les mesures par tamisage classique peuvent entraîner une **sous estimation** notable de la taille des particules ($AMr_{max} \geq L$), en fonction de leur morphométrie. Nous allons voir que cette relation (Équation 5) va nous permettre de corriger nos mesures de granulométrie par tamisage. Avant tout, définissons quel est le rapport de longueur caractéristique des galets dans nos rivières.

2. Morphométrie des galets dans la rivière Marsyandi

A l'occasion de campagnes de mesure effectuée dans le cadre de sa thèse [Attal, 2003 ; Attal et Lavé, 2006b], Mikael Attal a mesuré les dimensions **GAr**, **AMr**, **PAr** d'un millier de galets prélevés le

long du cours de la Marsyandi (Népal, Haut et Moyen Himalaya). Ces données ne montrent aucune évolution de la morphométrie moyenne des galets dans le lit de la rivière d'amont en aval. En revanche on distingue des différences de rapport de longueur entre les petites particules (classe 20-40 mm) et les plus grosses particules (classe 320-640 mm).



a/b moyen est le rapport moyen des grands axes **GAr** sur les axes moyens **AMr** de tous les galets mesurés, par classe de taille.

a/c moyen est le rapport moyen des grands axes **GAr** sur les petits axes **PAR** de tous les galets mesurés, par classe de taille.

b/c moyen est le rapport moyen des axes moyens **AMr** sur les petits axes **PAR** de tous les galets mesurés, par classe de taille.

Plus les galets sont gros plus ils sont oblates (le rapport **GAr/AMr** diminue alors que le rapport **AMr/PAR** augmente). Cependant la sphéricité globale a tendance à augmenter (**GAr/PAR** diminue également).

Notons que la variabilité naturelle de la morphométrie est assez importante, l'écart moyen sur les rapports de dimension atteint de ± 0.2 à ± 0.4 .

Figure 22 : Evolution des rapport de longueur en fonction de la classe granulométrique, galets de la rivière Marsyandi [d'après Attal, 2003].

Le rapport **AMr/PAR** (variable **k** dans l'Équation 5, p. 72) varie de 1.6 à 1.8 dans la Marsyandi. Nous allons supposer qu'il est équivalent dans les rivières et les molasses du Népal central que nous avons étudié.

3. Correction à appliquer sur les mesures granulométriques par tamisage

Si nous considérons $k = 1.6$ (c'est-à-dire la fourchette basse car la granulométrie des alluvions est plus fine dans nos rivières que dans la Marsyandi), le calcul (Équation 5, p. 72) indique que la plus grosse particule pouvant passer un tamis a un axe moyen **AMr_{max}** supérieur de 20% à la valeur nominale du tamis. Par exemple un galet avec **AMr** = 24 mm pourrait passer au travers d'un tamis de maille carrée $L = 20$ mm. Compte tenu de la variabilité naturelle importante et de la méconnaissance de la morphométrie des particules inférieures à 20 mm, nous supposons que la correction à appliquer sur les mesures de granulométrie est comprise entre +15 et +25% maximum. Le facteur correcteur de ~1.2 (120%) sera appliqué directement sur la valeur du d_{50} , ce qui équivaut au décalage complet du spectre vers les particules grossières.

Ce biais important dans le cadre d'une étude utilisant différentes méthodes de mesure de la granulométrie est relativement peu évoqué dans la littérature [Graham et al., 2005b ; Rollet et al., 2007].

Il est indispensable de le prendre en compte si l'on souhaite confronter les résultats obtenus par différentes méthodes et obtenir une base de donnée homogène.

➤ Fragilité des clastes dans les molasses anciennes

La fragilité des clastes constituant les molasses anciennes Siwaliks est un obstacle majeur au tamisage de ces unités. En effet les galets, graviers, et grains de sable des dépôts anciens ont subi à la fois une **altération chimique** et une **fracturation tectonique** pendant l'enfouissement ou le soulèvement. Il s'avère souvent impossible de récupérer la totalité des éléments constitutifs de l'échantillon à tamiser, ce qui conduit inévitablement à une sous estimation notable de la **granulométrie « originelle »** (lors du dépôt sédimentaire). La **granulométrie « actuelle »** de la molasse (sous entendu la granulométrie des clastes tels qu'ils seront dégagés par l'érosion puis remobilisés par les rivières) est dans notre cas toujours inférieure à la granulométrie lors du dépôt sédimentaire : il n'y a pas de croissance ou de véritable agglomération des clastes entre eux. La granulométrie dépend donc de la proportion de clastes endommagés dans la molasse.

Nous nous concentrerons sur l'observation macroscopique des conglomérats. Seuls quelques aspects de la « fragilité » des clastes dans les grès seront présentés ici : l'analyse pétrographique des grès sur lame mince fait l'objet d'un paragraphe détaillé dans le Chapitre III (chapitre consacré la résistance mécanique des roches affleurant dans les gorges de la Bakeya et de la Ratu).

1. L'altération

Dans les conglomérats l'altération des clastes varie considérablement d'un affleurement à l'autre. Elle dépend en premier lieu du rapport « quartzites » / « autres lithologies »¹⁵. Tous les clastes de phyllithes sont altérés (schistes, micaschistes, quartzites phylliteuses...), et il ne reste souvent que le « fantôme argileux » du galet déposé originellement, avec éventuellement quelques grains quartzeux (Figure 23). La plupart des clastes de grès peu métamorphisés sont argilisés, notamment les grès fins et les grès d'origine Siwaliks. Les rares blocs de granite n'ont pas plus résisté et se délitent à la moindre sollicitation. Aucun calcaire ou marbre n'a été identifié dans la fraction supérieure au cm.

¹⁵ En général les conglomérats contiennent 60 à 80 % de galets de quartzite (galets > 2 cm), sans compter les métagrès. Granites et schistes apparaissent surtout vers le sommet de la série sédimentaire c'est-à-dire vers l'apex des paléo cônes alluviaux. La présence de ces lithologies altérables suggère une provenance directe depuis le Mahabarat. L'absence de carbonates indique que les paléo rivières à l'origine des dépôts étaient déconnectées de la haute chaîne (les dépôts correspondraient donc à de petits cônes alluviaux distinct de celui de la paléo Narayani). Notons que dans les rivières actuelles le pourcentage de galets de quartzite est stable autour de 90%, si l'on excepte les très gros blocs de grès indurés dans les gorges de la Bakeya (blocs de taille toujours supérieurs à 20 – 40 cm, et jusqu'à plusieurs mètres, provenant des Siwaliks moyens et surtout inférieurs).



Ce niveau Siwaliks supérieur particulièrement altéré de 40 à 50 cm d'épaisseur contient de nombreux « fantômes de galets » complètement argilisés et non extractibles. Certains ont été matérialisés sur la figure par des enveloppes grises en pointillés. Notons que l'altération intense fait également ressortir la fracturation des clastes.

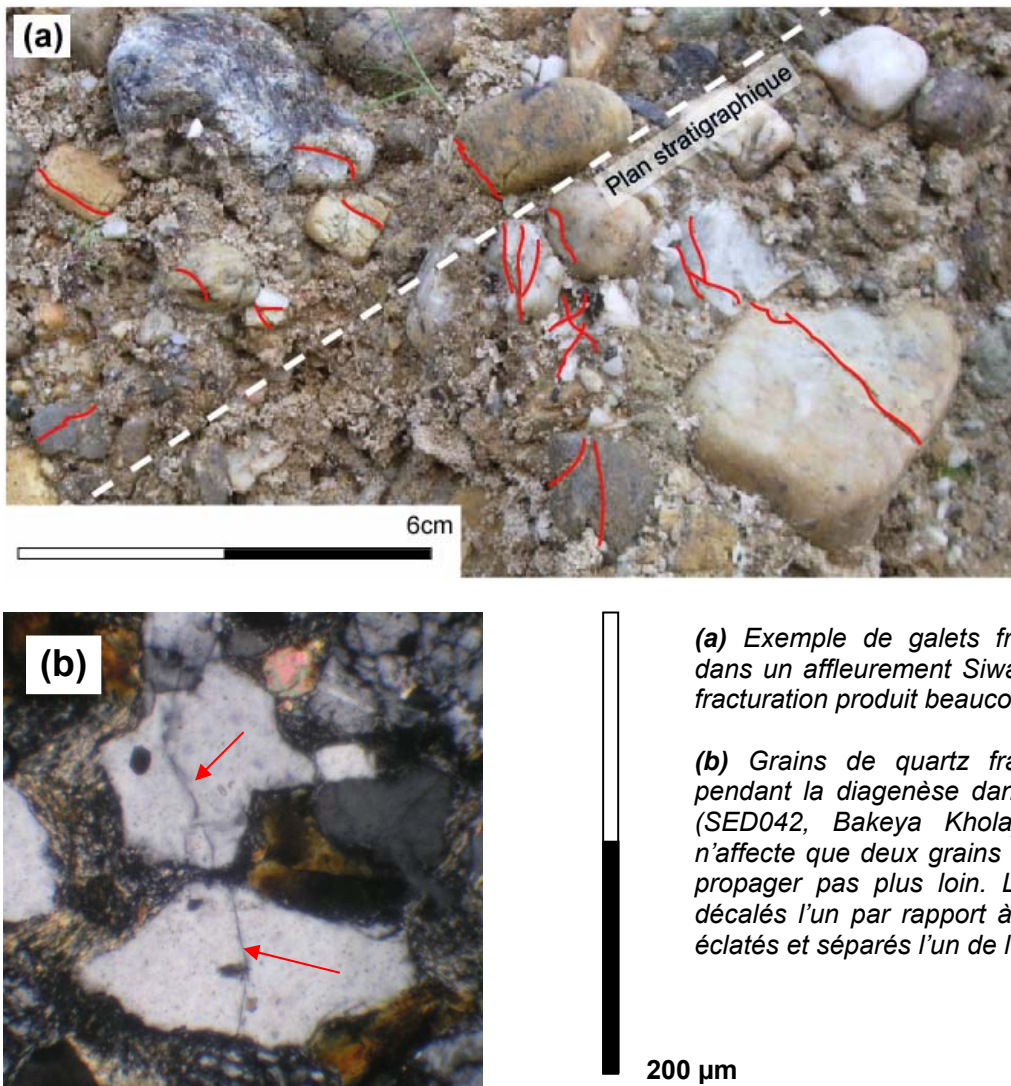
Figure 23 : Altération des galets dans les conglomérats Siwaliks Sup.

L'altération a également perturbé la granulométrie des grès mais de façon moins perceptible. Les phyllosilicates sont plus ou moins bien conservés, et les feldspaths, surtout les plagioclases, sont largement altérés. Il ne reste souvent que quelques granules de silice et une matrice carbonatée et argileuse diffuse à la place des minéraux originels (Chapitre III).

2. La fracturation

Les clastes se poinçonnent entre eux dans les ortho-conglomérats non consolidés, notamment les galets de quartzite qui éclatent parfois en petits morceaux anguleux. L'orientation du poinçonnement laisse penser que ces fracturations sont plutôt liées à la compaction et à l'enfouissement des dépôts plutôt qu'aux contraintes tectoniques récentes et au soulèvement du chaînon¹⁶. L'altération se propage dans les fissures, et fragilise les galets au moment de leur extraction. Le même phénomène s'observe ponctuellement dans les grès sur lame mince.

¹⁶ Toutefois aucune relation entre la fracturation des conglomérats et la profondeur dans la colonne stratigraphique n'a pu être établie, nos données concernant ce paramètre étant trop ponctuelles et imprécises.



(a) Exemple de galets fracturés par poinçonnement dans un affleurement Siwaliks Sup (Churre Khola). La fracturation produit beaucoup de particules fines.

(b) Grains de quartz fracturés par poinçonnement pendant la diagenèse dans un grès Siwaliks inférieur (SED042, Bakeya Khola). En général la fracture n'affecte que deux grains voisins et ne semble pas se propager pas plus loin. Les fragments sont souvent décalés l'un par rapport à l'autre, voire complètement éclatés et séparés l'un de l'autre (Chapitre III).

Figure 24 : Fracturation tectonique ou sédimentaire des clastes pendant la diagenèse

- Conclusions sur les marges d'incertitude du tamisage dans notre contexte particulier

Finalement les problèmes de mesure pendant une campagne de tamisage sont nombreux. Rappelons les principaux :

1. La **variabilité naturelle des faciès**, notamment dans les rivières. C'est une source d'erreur importante pour l'estimation de la **granulométrie moyenne sur un segment de rivière**. L'incertitude atteindrait parfois 50% sur le D50.

2. L'utilisation de **tamis à maille carrée**. Elle impose l'application d'un facteur correcteur de l'ordre de 1.2 sur la mesure du D50 (+20%). L'incertitude résultante sur la **granulométrie réelle d'un échantillon donné** ne devrait pas dépasser +/- 5% à +/- 10% maximum. Elle est indispensable pour corréliser les résultats du tamisage à ceux obtenus par d'autres méthodes d'analyse de la granulométrie.

3. La **difficulté d'extraction d'échantillons représentatifs**, surtout dans les molasses anciennes. La sous-estimation de la **granulométrie « originelle » d'un échantillon donné** est localement très importante selon le niveau d'altération de l'affleurement. Ce biais mal quantifié atteindrait jusqu'à plusieurs dizaines de pourcents dans certains cas. Par contre, il ne concerne pas la mesure de la granulométrie réelle « actuelle » remobilisée par l'érosion et transportée par les rivières : si les galets se brisent au moment de l'extraction, il y a fort à parier qu'ils n'auraient pas mieux résisté aux processus naturels.

Au bout du compte, l'incertitude sur nos données est potentiellement très importante, du moins si on ne considère qu'un seul site de mesure le long de la rivière où peu de tamisages ont été effectuées. En revanche, une vision globale des résultats à plus grande échelle, c'est-à-dire sur un tronçon suffisamment long, donne des résultats concluants grâce au grand nombre de sites échantillonnés le long de la rivière (voir « RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles », p. 108). Naturellement la variabilité des données ne donnera pas accès aux variations hautes fréquences de la granulométrie mais sera amplement suffisante pour décrire les tendance à grande échelle qui nous intéressent dans cette étude.

c Mesure de la granulométrie par analyse photographique

Nous allons voir que cette technique plus originale que le tamisage quand il s'agit d'analyser des dépôts sédimentaires grossiers donne des résultats intéressants mais qu'elle suppose l'application de corrections importantes. **Nous avons effectué 133 mesures de ce type.**

- **Principes de base de la granulométrie par analyse d'image**

- Quel intérêt de mesurer la granulométrie par analyse d'image ?

1. Un vaste champ d'applications...

L'analyse granulométrique sur image en 2D semble incontournable pour l'étude de tout matériau qui ne peut se désagréger, ou au contraire qui contient des objets trop fragiles. Les seules alternatives coûteuses et impossibles à adapter aux contraintes du terrain sont les méthodes de tomographie, notamment les scanners, qui fournissent des informations en 3D sur les objets étudiés [Higgins, 2000]. L'analyse granulométrique sur image présente également deux autres gros avantages sur le tamisage : elle donne la possibilité (1) d'automatiser le procédé, (2) de mesurer plus facilement certains paramètres morphologiques [e.g. Persson, 1998 ; Rollet, 2007].

Historiquement l'analyse pétrographique des roches sur lame mince a été un moteur essentiel de ces techniques, pourtant la plupart des grandes avancées récentes ont été réalisées dans les sciences biomédicales. De nos jours le développement des moyens informatiques de traitement donne un grand attrait à l'analyse granulométrique sur image qui se développe à toutes les échelles, mais son domaine de prédilection reste l'étude d'objet en lame mince.

2. L'analyse d'image pour la mesure granulométrique de sédiments grossiers...

L'étude **d'alluvions fluviales** sur photographie s'est développée depuis de nombreuses années [Kellerhalls and Bray, 1971 ; Diplas and Sutherland, 1988 ; Rollet, 2007]. Cependant les procédures d'analyse sont encore largement discutées et la photographie ne supprime pas encore les campagnes de mesure classiques par tamisage. Si nous avons choisi d'utiliser ce procédé en parallèle du tamisage, c'est essentiellement pour gagner du temps sur le terrain. En effet le tamisage de 100 à 200 kg d'alluvions prend 30 à 40 minutes, sans compter le temps nécessaire pour dépouiller les données de retour au laboratoire. De plus, tamiser au Népal implique le transport du matériel à pied sur de grandes distances. Dans ces conditions nous n'avons pas pu effectuer plus d'une dizaine de mesures de ce type

par jour. La seule solution pour récolter plus de données sur notre terrain de jeu éloigné était de prendre les dépôts alluvionnaires en photo¹⁷.

L'analyse d'image pour déterminer la granulométrie **de sédiments anciens**, notamment de dépôts molassiques, est beaucoup moins répandue. Pourtant cette technique semble particulièrement adaptée aux affleurements conglomératiques¹⁸. En effet, seule l'analyse d'image permet d'estimer les dimensions des clastes s'ils sont difficiles à extraire de la roche (fragilité des clastes ou consolidation excessive de la matrice, cf. le paragraphe précédent « Fragilité des galets dans les molasses anciennes »). En outre l'analyse d'image pourrait éventuellement donner une idée plus précise de la granulométrie « originelle » au moment du dépôt sédimentaire.

Pour les raisons évoquées précédemment (clastes fracturés), **l'analyse granulométrique sur image a été un outil précieux surtout pour l'étude des séries molassiques Siwaliks supérieur**. Sur ce type d'affleurement **91 mesures** ont été effectuées suivant cette technique, et seulement 10 par tamisage. Le rapport est inversé pour les alluvions fluviales récentes.

➤ Conversions 2D / 3D : la stéréologie

L'analyse granulométrique sur une image ne donne accès qu'à deux dimensions de l'objet. Le PAs que nous avons utilisé comme critère granulométrique en 2D, n'est bien sûr pas équivalent à l'AMr mesuré par tamisage (mesure 3D). Malheureusement, il est généralement difficile de relier les paramètres 2D mesurés aux paramètres 3D réels de la particule (cf. « Qu'est ce que la granulométrie d'un objet ? », p. 46). Dans l'histoire des sciences, la confusion entre ces deux types de mesure a d'ailleurs causé de graves erreurs d'interprétation.

La **stéréologie** est la branche des mathématiques qui interprète les sections 2D d'objets 3D dans l'espace. Cette science basée sur des principes statistiques n'a été fondée qu'en 1961. Le premier enjeu des méthodes stéréologiques a été de prédire les fonctions de répartition des différents paramètres morphométriques des objets 2D observables (le PAs, le GAs, la surface, et cætera) en fonction des caractéristiques de l'objet 3D réel. Dans un deuxième temps le problème inverse a été abordé, CAD la caractérisation spatiale d'objets 3D à partir d'un échantillon de sections 2D.

¹⁷ Le traitement manuel d'une photographie de la préparation de l'image jusqu'à l'obtention du résultat final prend tout de même une heure, avec de l'expérience.

¹⁸ Nous avons également procédé à quelques mesures granulométriques sur lame mince de grès (voir Chapitre III).

La solution analytique de ces problèmes n'existe que pour la sphère (voir **Annexe II**). Pour toutes les autres formes d'objet il faut faire appel à des modèles numériques qui seront présentés un peu plus loin.

➤ Effet de coupe et effet de probabilité d'intersection

Deux principes fondamentaux théorisent les différences entre un objet 3D et une section 2D quelconque de cet objet : il s'agit de **l'effet de probabilité d'intersection** (« intersection-probability effect ») et **l'effet de coupe** (« cut-section effect ») [Higgins, 1994 ; Sahagian and Proussevitch, 1998 ; Higgins, 2000].

1. Effet de coupe pur

Le principal biais sur la mesure de la granulométrie par analyse d'image est **l'effet de coupe**. Les clastes n'affleurent que partiellement à la surface, **la forme 2D visible a forcément une « granulométrie » inférieure ou égale à l'objet 3D réel**. Pour commencer considérons un objet en 3D sectionné de façon aléatoire, ou plus généralement une population d'objets identiques de même forme et de même taille orientés de façon anisotrope (« monodispersal system »). Le plan d'intersection passe rarement par l'AMr. Le PAs varie entre 0 (section tangente à l'objet) et la valeur de l'AMr. Dans ce système « monodispersé » la probabilité d'obtenir un PAs de telle ou telle longueur dépend uniquement de la morphométrie de l'objet 3D : on parle d'effet de coupe pur.

2. Effet d'orientation de l'affleurement par rapport à l'orientation des clastes

Supposons maintenant que la population d'objets identiques soit orientée de façon isotrope, et que le matériau soit sectionné par un seul plan particulier. C'est le cas de figure classique d'une roche avec une fabrique observée sur une lame mince. L'effet de coupe biaisé dépend alors de la morphométrie des objets, du degré d'anisotropie du matériau contenant les objets, et de l'orientation du plan de section. L'anisotropie se révèle difficile à interpréter sur les coupes si aucune hypothèse de départ n'est formulée : c'est une faiblesse des méthodes d'analyse stéréologiques.

3. Effet de probabilité d'intersection

Considérons à présent un matériau constitué d'une population d'objets de tailles très différentes (« polydispersal system » dans la littérature). Il se trouve que la probabilité d'intersecter un petit objet particulier est moins grande que la probabilité d'intersecter un gros objet particulier. Si on considère des sphères, on peut expliciter cet effet avec la relation suivante (Équation 6) :

$$N_v = \frac{N_a}{D}$$

Équation 6 : Explication de l'effet de probabilité d'intersection pour des sphères [Higgins, 2000].

N_v est le nombre de sphères par unité de volume.

N_a est le nombre de disques (intersections de sphères) par unité de surface.

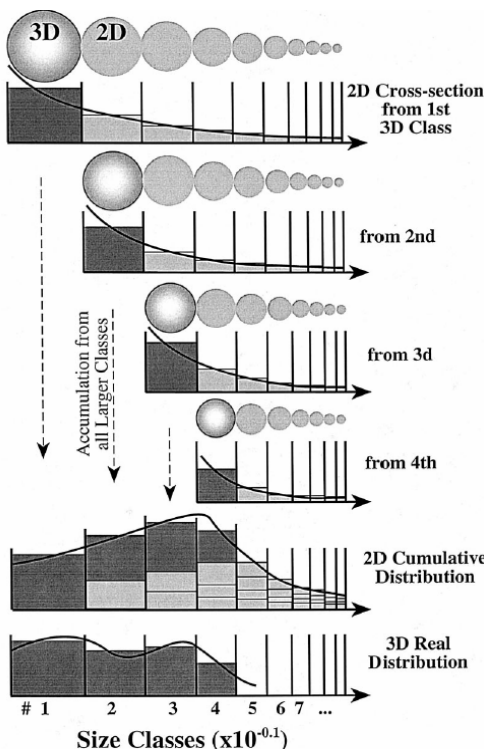
D est le diamètre des sphères

Des relations comparables existent pour des systèmes plus complexes qu'un jeu de sphères.

Autrement dit, cet **effet de probabilité d'intersection** pose un problème d'échantillonnage à la surface du matériau analysé. La « densité surfacique » d'un objet en coupe à la surface d'un matériau n'est pas la même que la « densité volumique » du même objet dans le matériau, la relation entre les deux grandeurs dépend de la taille de l'objet. Si le matériau contient deux types d'objets de tailles différentes, entre ces deux types d'objets le rapport de densité surfacique ne sera pas équivalent au rapport de densité volumique (Équation 6), d'où un problème de conversion 2D / 3D. Naturellement le traitement se complique pour des objets non sphériques.

Remarque : L'effet de probabilité d'intersection formalisé en stéréologie est en fait comparable à l'effet décrit par Kellerhals and Bray [1971] dans leur « modèle cubique » (cf. « Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique », p.54). Il dépend donc directement des méthodes de re-échantillonnage des objets sur l'image. Nous verrons un peu plus loin comment contourner ce problème efficacement.

➤ Les modèles de correction 2D / 3D dans la littérature



La Figure 25 illustre bien les conséquences de l'**effet de coupe** sur le spectre granulométrique mesuré d'un système d'objets de même forme, isotropes, mais de tailles différentes (système polydispersé).

Figure 25 : Schématisation de l'effet de coupe, différence entre le spectre granulométrique 2D et le spectre granulométrique 3D, cas de sphères [Sahagian and Proussevitch, 1998].

Le matériau est composé de quatre types de sphères de tailles différentes. Pour chaque type est indiquée la fonction de répartition du diamètre des intersections (disques). A cause de l'effet de coupe, deux particules ayant apparemment exactement le même diamètre sur la section 2D peuvent correspondre à deux familles différentes.

Attention, la représentation est schématique, et l'ordonnée des graphiques se comprend en nombre d'objets par surface, sauf pour le dernier où l'unité est en nombre d'objet par volume.

La conversion des données granulométriques 2D en données 3D apparaît fondamentale à la lumière de cette illustration (Figure 25). Pourtant certains auteurs utilisant des méthodes de traitement d'image négligent cet aspect [Francus, 1998 ; Røgen et al., 2000]. D'autres se contentent d'appliquer une correction très frustre ou partielle (parfois basée sur le modèle simple sphérique) [Persson, 1998 ; Heilbronner, 2000 ; Mertens and Elsen, 2006]. Beaucoup de ces travaux ne portent que sur des mesures par traitement d'image, et donc aucun besoin de corrélérer les résultats obtenus avec des mesures volumétriques « sieve-by-weight » ne s'est fait sentir, ces mesures volumétriques étant d'ailleurs souvent impossibles à réaliser. Ces démarches restent acceptables à condition de ne pas pousser l'interprétation des résultats très loin. Par contre la connaissance de la structure 3D réelle se révèle indispensable dans le cas de systèmes « polydispersés » ou « multidispersés » [Sahagian et Proussevitch., 1998], ou simplement quand on souhaite modéliser correctement un matériau [Higgins, 2000].

Dans le domaine qui nous intéresse le plus, l'étude des sédiments grossiers, la plupart des travaux n'évoquent pas ou peu les problèmes de stéréologie. Par exemple Casagli et al. [2003] qui travaillent sur les glissements de terrain, passent sous silence les biais sur les mesures 2D qui pourraient pourtant expliquer certains résultats anormaux. Rollet [2007] qui a étudié la granulométrie de l'armure fluviale, néglige elle aussi complètement cet aspect. Pourtant les résultats de cette dernière semblent cohérents. Nous reviendrons plus loin sur ce paradoxe apparent.

Des méthodes de conversion 2D / 3D tenant en compte des effets de section et de probabilité d'intersection existent depuis les années 1960 (« Wager Method », « Saltikov Correction »), mais ce n'est que dans les années 1990 que des avancées significatives ont été réalisées grâce aux progrès de l'informatiques [Higgins,1994 ; Sahagian and Proussevitch, 1998 ; Higgins, 2000]. Il reste encore beaucoup de chemin à parcourir avant de mettre au point une vraie « méthode directe », mais les nouvelles solutions apportées à la stéréologie donnent déjà des résultats fiables, à condition de formuler quelques hypothèses de départ (Figure 26).

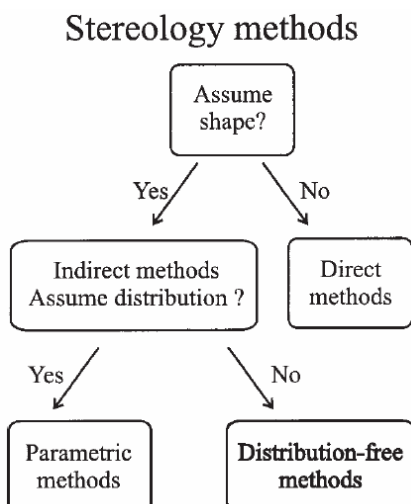


Figure 26 : Classification des méthodes stéréologiques [Higgins, 2000]

La « méthode directe » pour déterminer la correction à appliquer aux paramètres 2D, en ne formulant aucune hypothèse ni sur la forme des objets ni sur la distribution en taille des objets, serait bien sûr idéale. Les solutions proposées par Higgins [2000] ou Sahagian and Proussevitch [1998] sont du type « Distribution free methods ». Dans ce type de modèle tous les objets contenus dans le matériau sont supposés présenter la même forme et le même rapport de longueur, mais pas forcément la même taille (systèmes « polydispersés »).

Les bases des méthodes récemment proposées sont des programmes permettant de déterminer les intersections entre un objet en 3D de dimensions connues et des plans aléatoires. Ces programmes fournissent les fonctions de répartition caractéristiques de la morphométrie des sections 2D de l'objet (longueur, largeur,...). La comparaison entre ces répartitions synthétiques et les spectres réels mesurés sur la section 2D d'un matériau (par exemple une roche en lame mince) va donner une idée de la répartition granulométrique des objets dans le matériau¹⁹.

La résolution se fait par un processus itératif largement décrit par Sahagian et Proussevitch [1998] ou Higgins [2000], et partiellement schématisé sur la Figure 25. Tout d'abord le spectre des sections 2D est divisé en classes granulométriques bien précises. La classe 2D la plus grossière (d'ordre 1) est traitée en premier car elle ne correspond à priori qu'aux objets 3D les plus grossiers : suivant ce principe il est possible de déterminer la densité réelle de la classe granulométrique 3D la plus grossière (d'ordre 1). A partir de cette densité et de la répartition synthétique prévue pour ce type d'objet 3D, le modèle estime le nombre et les granulométries des sections 2D de tailles inférieures mais correspondant à cette famille d'objets grossiers. Ces sections supposées sont soustraites au spectre granulométrique 2D. Le modèle passe ensuite au traitement de la classe granulométrique 2D d'ordre 2 : les sections restant dans le spectre sont alors associées à la classe granulométrique 3D d'ordre 2, et ainsi de suite, jusqu'aux classes les plus fines.

Il est à noter que le paramètre morphométrique de la section 2D permettant la meilleure « comparaison » peut changer : Higgins [2000] explique ainsi que dans certains cas l'usage de la longueur est préférable à l'usage de la largeur comme critère granulométrique de base. Cet argument justifie en partie les multiples définitions de la granulométrie adoptées par les différents auteurs.

➤ Technique de re-échantillonnage ponctuel sur une surface 2D

L'effet de coupe sur image est incontournable, en revanche **il existe une méthode pour s'affranchir de l'effet de probabilité d'intersection**. La technique est simple : au lieu d'analyser intégralement l'image et de mesurer la totalité des objets présents - **échantillonnage aréolaire** (« aerial sampling », « area-by-number » ou « area-by-surface ») -, il suffit de procéder à un re-échantillonnage

¹⁹ Higgins propose des versions gratuites et mises à jour de son programme « CSDCorection » sur le site <http://geologie.ugac.ca/~mhiggins/csdcorrections.html>, ainsi que des articles récents. Ce programme impose la formulation de nombreuses hypothèses initiales sur la forme des objets analysés.

Des travaux récents permettent de s'affranchir quelque peu de l'hypothèse de base sur la forme des particules. Morgan et Jerram [2006] ont construit une base de donnée contenant 703 formes 3D et leurs comportements en sections 2D. Ils confrontent les mesures 2D effectuées sur lame mince à leur base de donnée, et tentent d'identifier les répartitions en taille, les rapports de longueur, et les formes possibles des objets 3D réels. Attention, le système est toujours considéré « polydispersé » et non « multidispersé ».

régulier - **échantillonnage par maillage** (« grid-by-number sampling ») - pour obtenir des résultats non biaisés, tel que nous l'avons décrit dans le paragraphe « Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique », p.54 [Kellerhals and Bray, 1971]. Ce principe est valable qu'il s'agisse d'analyse d'image ou d'échantillonnage sur le terrain.

Curieusement, ce type d'échantillonnage « **grid-by-number** » largement répandu en hydrologie pour l'étude des sédiments fluviatile grossiers sur le terrain (voir « Mesure de la granulométrie par comptage direct en surface », p. 96) semble quasiment absent dans les autres géosciences, du moins dans les publications récentes consacrées aux mesures granulométriques sur image. Les articles portant sur l'automatisation des mesures (voir le paragraphe suivant « Problème d'identification du contour des clastes, mauvaise qualité des affleurements et des photographies ») ignorent même complètement cette éventualité. Une raison à cette lacune est certainement l'impossibilité, dans des cas bien particuliers, d'échantillonner régulièrement les objets à mesurer. Prenons l'exemple de vésicules dans une lave : les objets sont dispersés et le maillage a peu de chance de tomber dessus. Alors, l'échantillonnage ne peut se faire que par la méthode surfacique.

- Quantification de l'effet de coupe et bilan provisoire sur l'incertitude

Finalement, les deux gros handicaps des méthodes stéréologiques actuelles sont :

1. Les hypothèses de base à formuler sur la forme et le rapport de longueur des objets 3D analysés. Il n'est pas possible d'obtenir de solution unique à partir d'une coupe dans un système « multidispersé », c'est-à-dire contenant non seulement des particules de taille différentes mais aussi de formes ou de rapports de longueurs différents.

2. Les problèmes d'interprétation de l'anisotropie du matériau (fabrique).

Compte tenu de ces limitations nous avons préféré ne pas utiliser directement les modèles de conversion évoqués précédemment. **(1)** Tout d'abord nous avons vu que nous connaissions assez mal le rapport de longueur 3D de nos galets. Une chose acquise cependant : le système est clairement « multidispersé ». **(2)** Ensuite les conglomérats sont anisotropes (litage sédimentaire), mais le degré d'anisotropie et l'orientation des clastes par rapport à l'affleurement sont mal définis a priori. **(3)** De plus les critères granulométriques proposés ne correspondent pas exactement aux AMr et PAs que nous avons défini (cf. « Qu'est ce que la granulométrie d'un objet ? »), et nous n'avons pas besoin de données détaillées sur le spectre granulométrique complet mais seulement sur le D50. **(4)** Enfin nous ne nous préoccupons pas de l'effet de probabilité d'intersection, automatiquement pris en compte dans les

modèles comparables à celui de Higgins [2000], car nous avons exclusivement adopté un échantillonnage par maillage.

Pour « corriger » nos mesures de granulométrie sur image et les homogénéiser aux mesures effectuées par tamisage, nous avons suivi deux stratégies différentes qui seront plus amplement détaillées à la fin de l'**ANNEXE II**. Elles visent à définir un « **facteur correcteur** », facteur à appliquer directement sur la valeur de D50 :

1. Tout d'abord, nous avons tout simplement confronté les mesures obtenues par traitement d'image à celles obtenues par tamisage, sur une série de sites sélectionnés. Cette méthode empirique est efficace mais imprécise.

2. Nous avons créé notre propre méthode de conversion stéréologique à partir d'un programme comparable à ceux de Higgins [1994] ou Sahagian et Proussevitch [1998]. Notre procédure est plus frustrante mais aussi nettement mieux adaptée à nos besoins. Notre algorithme et nos résultats sont présentés dans l'**ANNEXE II**.

Naturellement l'incertitude sur le résultat final corrigé est très importante, et non quantifiée exactement, certainement plusieurs dizaines de pourcents. Les autres causes d'incertitude sont, comme dans le cas du tamisage, les problèmes de taille de l'échantillon, et surtout de variabilité spatiale des échantillons. Notons qu'à l'inverse du tamisage, la granulométrie réelle des roches altérées n'est pas accessible : les « fantômes de galet » et les galets fracturés sont généralement considérés comme « intacts », d'où une surestimation possible du D50 dans ces cas particuliers (effet éventuellement visible uniquement après correction des valeurs).

➤ Autres stratégies envisageables de mesure de la granulométrie par analyse d'image

Verdú et al. [2005] ont développé une technique de mesure à grande échelle de la granulométrie des dépôts fluviaux. Ils ont choisi d'utiliser des photos aériennes (photos au 1 : 1000) et des photos prises depuis un petit ballon à 6 ou 8 m au-dessus du lit de la rivière (photos au 1 : 40). Contrairement aux autres auteurs, l'équipe de Verdú ne cherche pas à identifier le contour des grains sur les photographies pour déterminer leur granulométrie (nous verrons plus loin que cette identification pose souvent problème). Leur technique d'analyse d'image à l'aide d'outils géostatistiques (semi-variogrammes) permet simplement de caractériser la « texture » des photographies. Cette « texture » dépend du D50 à la surface du lit : une forte « rugosité » de l'image implique une plus forte granulométrie moyenne. Naturellement l'estimation du D50 doit être calibrée par des mesures granulométriques classiques sur le terrain (par exemple une campagne de tamisage). Malgré une assez forte incertitude,

cette méthode semi automatique semble prometteuse, elle permet notamment la réalisation de cartes de granulométrie du lit à grande échelle assez rapidement.

- **Protocole de mesure de la granulométrie 2D des clastes sur photo**

- « Echantillonnage » photographique, correction des photos, déformation des objets

L'échantillonnage photographique pose naturellement les mêmes problèmes que **l'échantillonnage par tamisage**, notamment en ce qui concerne la variabilité naturelle des faciès à la surface du lit des rivières. La sélection des emplacements analysés est basée sur les mêmes principes.

Les photographies ont été prises avec un appareil grand public de la marque Pentax®, et ne sont pas ortho référencées. Cependant des repères ont été placés sur l'affleurement photographié pour permettre de corriger l'image (en la déformant de façon à ce que la distance entre les repères corresponde à la réalité), ou au moins pour estimer la distorsion sur l'image. L'erreur sur le D50 lié à la distorsion est estimée entre +- 1 % et +- 10% selon les conditions de prise de vue.

La photographie haute résolution prise à environ 1 m de distance de l'affleurement permet de reconnaître des grains de sable nettement inférieurs au millimètre. La surface échantillonnée mesure alors 1 m² à 2 m². Cependant une taille trop importante des plus gros galets de l'affleurement, ou des problèmes d'accessibilité, nécessitent souvent une prise de vue d'ensemble plus éloignée et donc moins précise, pour obtenir un échantillon photographique représentatif. La mesure du D10 devient alors très imprécise.

Les **affleurements de conglomérat** correspondent généralement à des falaises sub-verticales naturelles. Ils ont souvent dû être « nettoyés » avant la prise de vue (rafraîchissement de l'affleurement, arrachage de la végétation et des mousses, enlèvement des traces de boue...). Néanmoins, contrairement à Casagli et al. [2003], nous pensons qu'il faut limiter au maximum ce « nettoyage », tout du moins dans le contexte de dépôts molassiques anciens. Il doit se faire précautionneusement afin d'éviter de trop modifier l'aspect de surface de l'affleurement. En effet il cause souvent la chute de nombreux gros clastes proéminents tandis que la matrice de particules plus fines, légèrement consolidée, reste mieux en place. Nous avons constaté une différence de -50 % sur le D50 à cause d'un « nettoyage » excessif (sous-estimations).

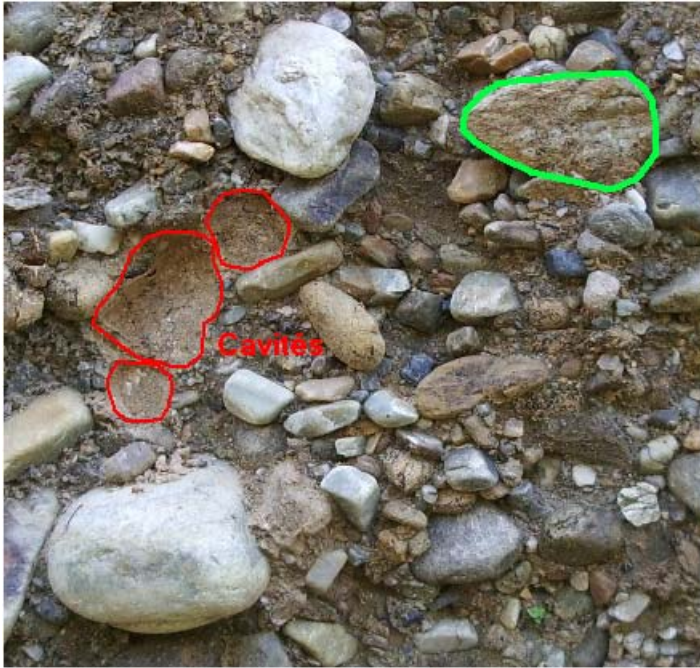


Figure 27 : Cavités tapissées de particules fines laissées par la chute de gros galets (molasse Siwaliks).

Lorsqu'un galet est arraché d'une falaise, naturellement ou lors du rafraîchissement de l'affleurement, il laisse une cavité tapissée de particules fines (sable et boue). Les formes rouges matérialisent les emplacements de trois galets disparus, tandis que la forme verte correspond à un « fantôme » de galet. Le D50 en surface chute en proportion du nombre de galets tombés. Voir aussi la Figure 32, p. 94.

L'étude des **dépôts fluviaux récents** nécessite de retirer le pavage de surface s'il est présent. La plupart des photographies ont été prises « vue de dessus », elles correspondent à l'aspect de surface du lit de la rivière (Figure 13 d, p. 59). Parfois nous avons préféré prendre des photos de coupes de barres alluviales (affleurements sub-verticaux, Figure 13 a, p. 59). Dans certains cas extrêmes, notamment au débouché des gorges de la Bakeya, la taille des blocs est telle que nous avons manqué de recul pour prendre en photo un échantillon représentatif du lit.

Enfin nous avons également pris en photo quelques **éboulements en masse** et des **déblais** pour des raisons d'accessibilité des affleurements en place. Cela ne pose pas de problème si la mobilisation des dépôts n'a pas occasionné un tri granulométrique des clastes.

➤ Re-échantillonnage des clastes sur la photographie

Nous avons choisi de sélectionner 100 galets par photographie pour mesurer le d50. Nos essais montrent une bonne reproductibilité des mesures, avec un intervalle de confiance (écart moyen) généralement inférieur à 5% pour le d50, de 5 à 10% pour le d90, et de 10 à 50 % pour d10 (Figure 28). La sélection se fait à partir d'une grille régulière 10*10 disposée aléatoirement sur la photo, avec une maille suffisamment large pour éviter qu'un même galet soit sélectionné deux fois (Figure 29). Si toutefois ce cas de figure devait se produire, le galet serait compté deux fois (Figure 31).

Les galets sélectionnés par la grille sont dessinés manuellement à l'écran (Figure 29). Généralement, si la grille d'échantillonnage tombe sur un très petit élément (un voile argileux ou un grain

de sable) posé ou aggloméré sur un galet de grande taille bien visible en arrière plan, nous sélectionnons le grand claste et pas le petit car ce dernier n'est pas dans le « plan de mesure », le plan de coupe théorique (Figure 31).

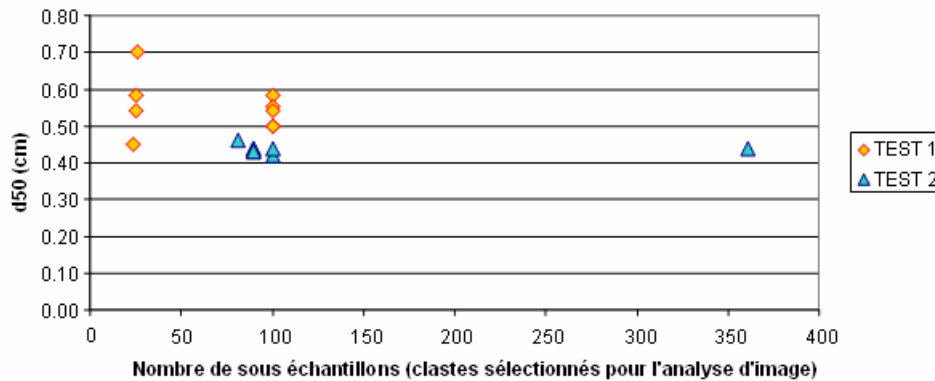


Figure 28 : Reproductibilité des mesures granulométriques sur photo, influence de la taille de l'échantillon.

Les deux « **TEST 1** » et « **TEST 2** » correspondent aux mesures effectuées par deux personnes différentes à partir d'une même photo d'un affleurement conglomératique. Ces deux opérateurs ont re-sélectionné pour chaque expérience un échantillon de clastes différents. La différence de résultat de l'ordre de 20 % s'explique par des différences d'appréciation au moment du dessin du contour des objets. Les affleurements ne sont pas toujours très « lisibles » (voir le paragraphe « Problème d'identification du contour des clastes, mauvaise qualité des affleurements et des photographies »). **Ces divergences se réduiront nettement après concertation entre les opérateurs et avec un peu d'entraînement.**

On notera que pour un **opérateur donné** et un échantillon de **100 galets**, l'écart moyen sur le d50 est **toujours inférieur à 5%**.

Notons que la résolution des photos ne permet pas d'identifier les plus petits éléments. Si aucune forme n'est discernable dans la matrice sablo argileuse un simple point est dessiné, d'une taille inférieure au plus petit élément identifié (Figure 31, p.92). Cette imprécision ne perturbe pas du tout les calculs du D50 et du D90, mais biaise totalement celui du D10 si la proportion de ces particules « indéterminées » excède 10%.

➤ Mesure des dimensions apparentes et classification des objets

Pour déterminer les dimensions des clastes sélectionnés et leurs morphologies, nous utilisons le logiciel d'analyse morphométrique gratuit « **Imagetool** » développé par l'UTHSCSA (University of Texas Health Science Center at San Antonio), disponible sur le site <http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/itdesc.html>. Nous n'avons utilisé que les fonctions manuelles les plus simples du logiciel, à savoir la reconnaissance d'objets dissociés par seuillage sur une image noir et blanc, le calcul des paramètres morphométriques, et le classement des résultats. Le paramètre qui nous intéresse le plus est le petit diamètre **PAs** de la forme 2D dessinée, mais aussi dans certains cas le GAs, la compacité, ou l'orientation des clastes dans l'espace, et cætera. Le logiciel classe les 100 GAs mesurés par nombre d'occurrence, suivant des classes granulométriques correspondant aux tamis utilisés par ailleurs (80, 40, 20, 10, 5, 2.5, 1.25, 0.63

mm, voir Figure 29). Il ne reste plus qu'à construire les courbes de densité et de répartition et à calculer la médiane de la taille des grains (directement à partir des mesures ponctuelle ou sur la courbe de distribution granulométrique comme dans le cas du tamisage).

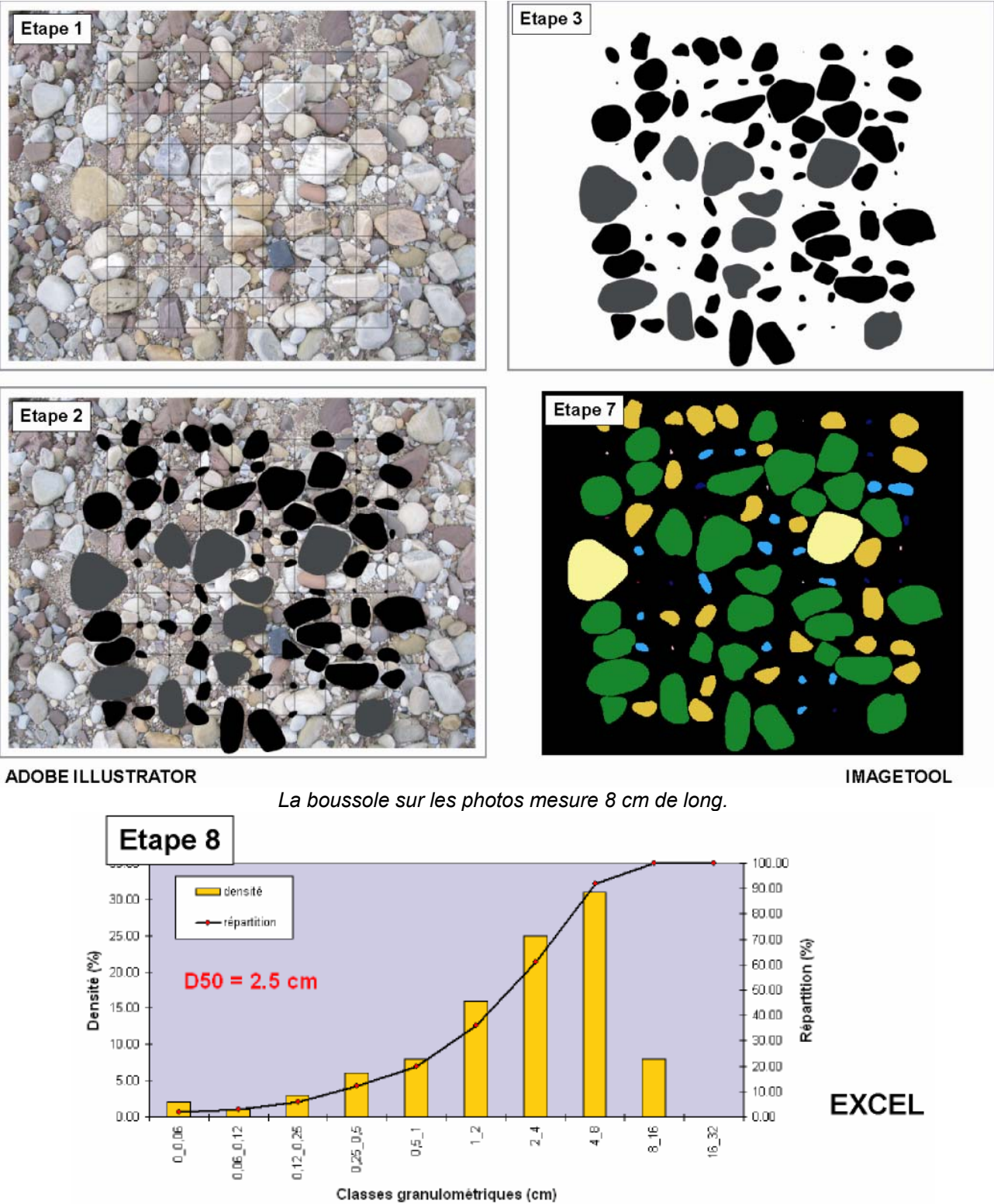


Figure 29 : Traitement d'image et utilisation du logiciel d'analyse morphométrique « Imagetool »

(Légende de la Figure 29)

Les étapes **en gras** sont illustrées dans cette figure.

Etape 1 : Pose d'une grille d'échantillonnage sur la photographie d'un affleurement.

Etape 2 : Dessin du contour 2D des clastes échantillonnés sur un calque Adobe Illustrator®. Les galets recouvrant plusieurs mailles sont grisés pour être identifiés (cf. Figure 31, p. 92).

Etape 3 : Importation du calque en niveau de gris (sans la grille) dans le logiciel « Image Tool® ».

Etape 4 : Calibration de la dimension des objets sur l'image, à partir la dimension réelle d'un objet connu, par exemple un mètre, un marteau, une boussole (dans « Image Tool »).

Etape 5 : Identification des différentes formes (dans « Image Tool »).

Etape 6 : Calcul des paramètres morphométriques des formes (dans « Image Tool »).

Etape 7 : Classement des formes selon un paramètre morphométrique choisi, par exemple le petit diamètre 2D (dans « Image Tool »).

Etape 8 : Dessin du spectre granulométrique et calcul du d50 sur une feuille de calcul Excel.

- **Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain**

- Problème d'identification du contour des clastes, mauvaise qualité des affleurements et des photographies

Nous n'avons pas réussi à trouver un algorithme suffisamment performant pour identifier les galets automatiquement par traitement d'image. Le développement de telles techniques d'analyse semble possible même dans notre cas défavorable, surtout pour l'étude des alluvions fluviales, mais nécessiterait beaucoup de travail. Parmi les nombreuses solutions présentées dans la littérature, aucune n'est directement adaptable à notre contexte [par exemple Francus, 1998, sur des lamines du lac Baïkal, Persson, 1998, sur des fragments de roches concassées et des échantillons de sable moulés dans une résine ; Røgen et al., 2000, sur des échantillons de craie imprégnés d'époxy ; Heilbronner, 2000, sur des lames minces de quartzite ; Latała and Wojnar, 2001, sur des échantillons d'acier ; Mertens and Elsen, 2006, sur des sables pour ciment moulés dans une résine ; Graham et al., 2005a ou Rollet, 2007, sur l'armure de barres fluviales...]. Il n'existe pas de méthode universelle. Le type d'image (lumière naturelle, lumière polarisée, microscopie électronique...) et l'algorithme peuvent varier largement. Deux grandes familles se distinguent : (1) les modèles permettant de reconnaître des objets jointifs comme dans un réseau cristallin ; (2) les modèles identifiant des objets isolés dans une matrice comme les vésicules d'une lave. Dans notre cas, une solution intermédiaire s'imposerait. Les grains à identifier sont jointifs mais aussi enrobés d'une matrice de granulométrie trop fine et difficilement identifiable automatiquement. Qui plus est contrairement aux travaux évoqués ci-dessus (à l'exception de Graham et al. [2005a] et Rollet [2007]), nos affleurements sont macroscopiques, naturels, et rugueux, les éléments sont grossiers, avec une forte hétérométrie et hétérogénéité de couleurs et de formes...

Ainsi, notre échec de reconnaissance automatique s'explique d'abord par la mauvaise qualité des **affleurements conglomératiques anciens** (présence de boue qui a dégouliné, de mousse, de galets altérés difficiles à discerner, de couleurs et de formes très variées) et de l'éclairage déficient de nombreuses photos prises dans des ravins (peu de contrastes). La Figure 30 montre l'état de surface

caractéristique des falaises dans les Siwaliks supérieurs. C'est surtout la présence de « fantômes de galets » altérés ou fracturés qui complique la tâche (Figure 23, Figure 27). Dans un contexte comparable, Casagli et al. [2003] ont aussi préféré dessiner le contour des galets manuellement.

Même les **affleurements d'alluvion fluviales**, pourtant plus « frais » que les affleurements conglomératiques, se prête mal à une analyse automatique à cause de l'abondance des particules fines dans les rivières Siwaliks (bimodalité du spectre). A l'inverse les photographies prises dans le lit de l'Ain par Rollet [2007] permettaient facilement une telle analyse (semi automatique) : la granulométrie de l'armure en surface est plus homométrique que celle des dépôts de sub-surface dont nous avons privilégié l'étude. D'autre part, les dépôts fluviaux de sub-surface, comme les dépôts conglomératiques, sont souvent recouverts par un fin plaquage argileux qui masque en partie les galets, leurs bordures deviennent méconnaissables même s'ils sont protubérants en surface. Les affleurements fluviaux sont de toute façon beaucoup moins représentés dans notre étude granulométrique sur photo que les affleurements conglomératiques.

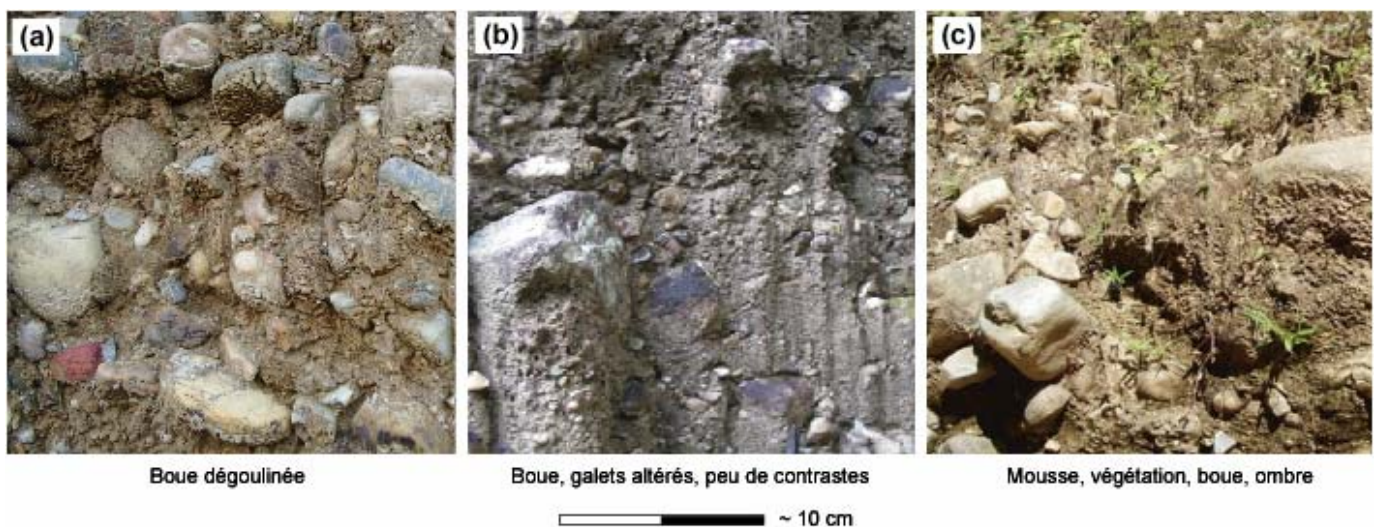


Figure 30 : Exemples d'affleurements conglomératiques naturels de mauvaise qualité

Le seul moyen de traiter ces images est l'interprétation manuelle.

Dans notre contexte la détermination des contours nécessite souvent une part d'interprétation, surtout pour les petits clastes. En outre, nous avons choisi d'extrapoler légèrement la forme des clastes, surtout dans le cas de galets imbriqués (contrairement à la plupart des autres auteurs). Ce cas de figure est courant, notamment dans les dépôts fluviaux récents vus de dessus (Figure 31).

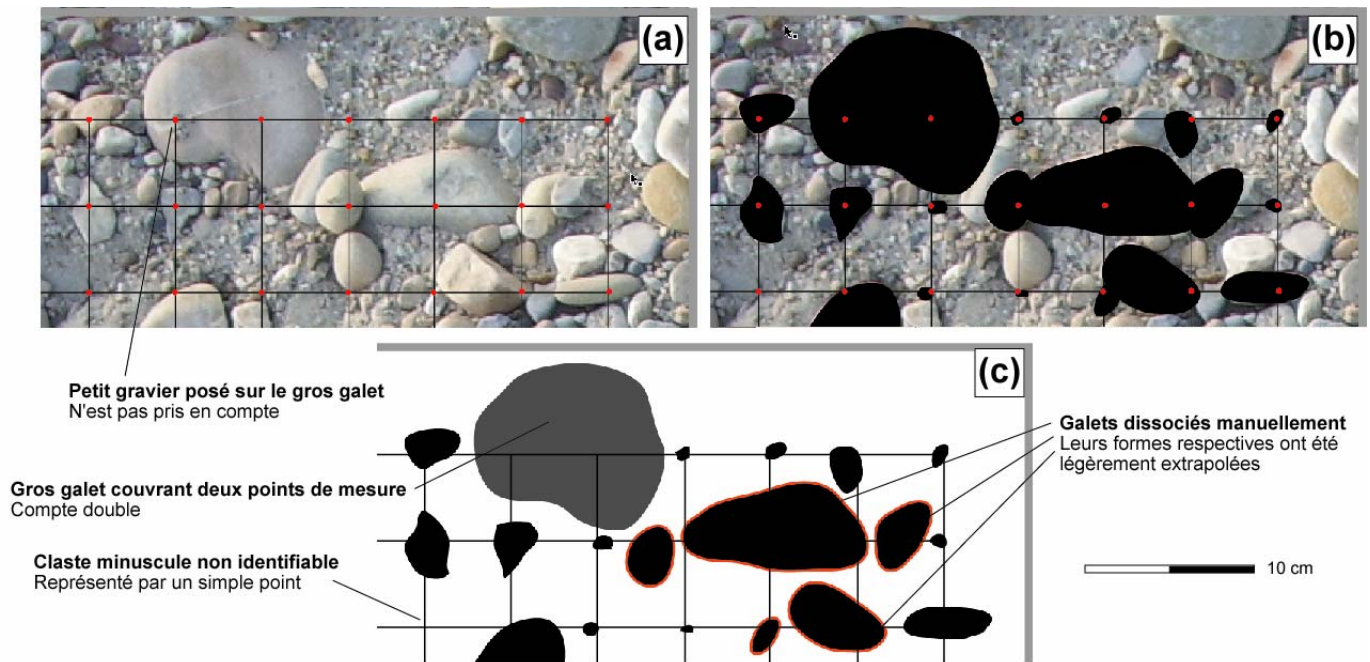


Figure 31 : Galets « imbriqués » et légère extrapolations des contours, détails sur le traitement d'image.

Les images (a) (b) (c) correspondent aux étapes de traitement (1) (2) (3) sur la figure Figure 29. Les limites des clastes sélectionnés ne sont pas toujours visibles sur l'image. Les contours sont légèrement extrapolés (imbrication, léger recouvrement par la matrice, sortie de l'image). Notons qu'un même gros galet sélectionné deux fois comptera double et apparaîtra grisé sur l'image de sortie de manière être distingué des autres. Avant d'être traitées dans Image Tool les différentes formes reconnues sur le calque sont dissociées.

Néanmoins, à terme, l'analyse granulométrique sur image nécessite impérativement le développement de procédures automatiques [Graham et al., 2005a ; Rollet, 2007]. Le temps de traitement actuel beaucoup trop long limite forcément l'utilisation de ces techniques sur les alluvions fluviales et les molasses où la forte variabilité spatiale des dépôts impose un grand nombre de mesure. Il semble que les industriels concernés par ce problème (notamment les gravières et industries du béton) investissent dans cette voie. On peut citer le logiciel commercial Micromorph®, semble-t-il très performant, développé par le Centre de Morphologie Mathématique de l'Ecole des Mines de Paris et qui est utilisé par Rollet [2007], ou encore logiciel commercial Sedimetrics® de l'Université de Loughborough mis à disposition par Graham et al. [2005a]. Mais il ne faut pas espérer la création d'une solution « clef en main » contrairement à ce que fait miroiter Graham et al. [2005a] : on devra probablement encore longtemps adapter l'analyse au contexte local dans le cas d'affleurement conglomératiques naturels. Rappelons également qu'un affleurement en carrière est forcément beaucoup plus favorable qu'un affleurement naturel.

- Effets de coupe et d'orientation sur le terrain, autres effets particuliers

Notons que certains des aspects évoqués dans ce paragraphe seront développés en **ANNEXE II**.

1. Cas des affleurements fluviaux « vue de dessus »

Dans les dépôts alluvionnaires, le plan formé par le GAR et l'AMr des galets se rapproche du plan horizontal, et le PAR est plutôt vertical : naturellement les particules ont tendance à se déposer « à plat » en position stratigraphique. Sur une photo « vue de dessus », il y a de très fortes chances que les deux axes visibles en 2D (GAs et PAs) correspondent effectivement au GAR et AMr. Même si la surface est tuilée et que le GAR est tronqué (inclinaison du grand axe par rapport au plan de la prise de vue et surtout recouvrement des galets entre eux), il semble probable que le PAs soit exactement égal à l'AMr, et donc que la mesure de la granulométrie ne soit pas du tout biaisée. En outre, comme les contours des particules sont légèrement extrapolés, un petit recouvrement des galets entre eux n'est pas très dommageable à la mesure.

Dans ce contexte particulier, **la correction 2D / 3D à appliquer devrait être très limitée**, voire nulle. Il n'est donc pas surprenant que Rollet [2007] ne se soit préoccupée de ce biais dans son étude sur la cuirasse, où les galets ne sont généralement pas enfoncés dans une matrice sableuse.

Remarque : Dans le cas de déblais ou d'éboulis, l'état de surface des dépôts ressemble plus à celui des alluvions récentes qu'à celui des affleurements conglomératiques. La correction devrait donc également rester très limitée.

2. Cas des affleurements sub-verticaux (alluvions fluviales ou conglomérats)

Au contraire, les dépôts molassiques ne sont jamais « vu de dessus », c'est-à-dire dans le plan de la stratification (presque l'horizontale au moment du dépôt fluvial). Dans ce contexte l'effet de coupe est maximal. Le pendage des couches étant peu important au niveau des affleurements Siwaliks supérieurs photographiés (en général 5° à 10°), le PAs des galets (critère granulométrique 2D) a de fortes chances d'être plus proche du PAR que de l'AMr (critère granulométrique 3D).

Compte tenu des effets de coupe et d'orientation, la correction 2D / 3D à appliquer devrait être maximale. D'après le modèle stéréologique que nous avons développé en ANNEXE II, la sous-estimation de la granulométrie (D50) par analyse d'image est de l'ordre de - 40% à -50% par rapport aux données obtenues par tamisage, et nécessite l'application d'un facteur correcteur d'au moins 1.7 sur les données et plus probablement de l'ordre de 1.8 à 1.9. Mais il convient d'être

prudent : les capacités de notre modèle sont limitées et surtout le facteur correcteur proposé ne tient évidemment pas compte de tous les problèmes méthodologiques évoqués précédemment, à savoir l'incertitude sur la maille carrée des tamis, l'impact différent du degrés d'altération des roches sur les mesures par tamisage ou par analyse d'image, et cætera.

3. Autres biais potentiellement importants

En réalité, sur un affleurement conglomératique naturel « rugueux » composé de clastes durs enrobés d'une matrice non consolidée, **l'effet de coupe pourrait être biaisé**. Ce problème est lié à la dynamique érosive de la « falaise », phénomène caractéristique ce type de roche. La Figure 32 illustre l'équilibre entre le recul du front d'érosion et le degré d'affleurement des galets.

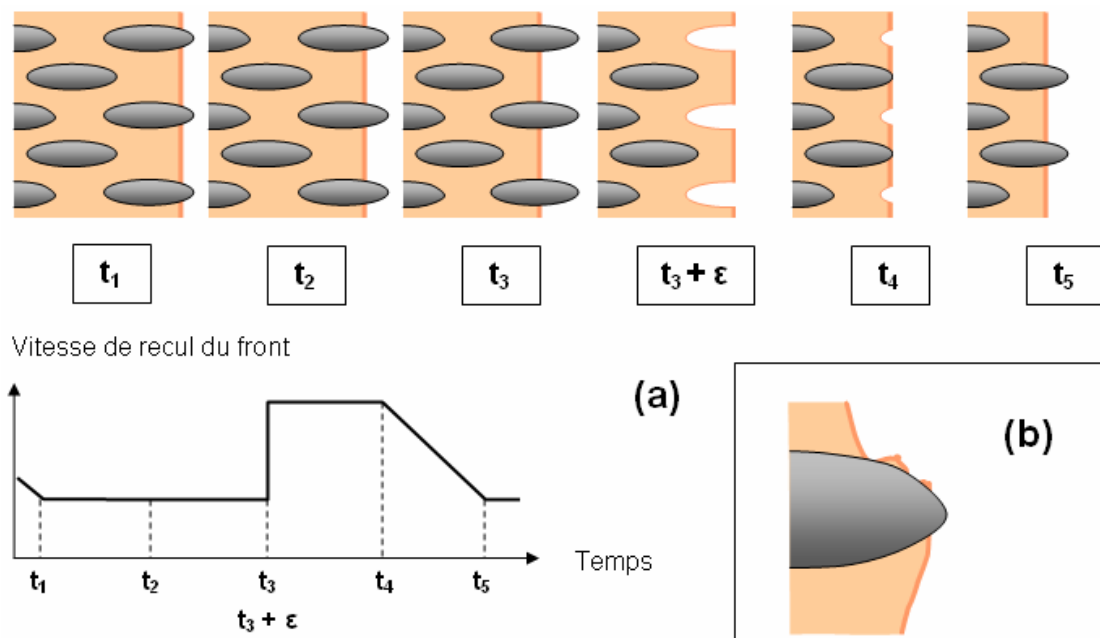


Figure 32 : Evolution du front d'érosion sur une falaise molassique non consolidée.

(a) Dans un conglomérat non consolidé riche en particules fines, le recul du front d'érosion est très rapide. Toutefois seule la matrice meuble s'érode à proprement parlé. Les galets grossiers restent intacts et se déchaussent progressivement, formant rapidement un relief à la surface de la falaise. Finalement la vitesse de recul est limitée par la présence des galets, par rapport à un affleurement entièrement sablo argileux (t_1 , t_2 , t_3 , t_6).

Quand le centre de gravité des galets devient trop excentré par rapport au front d'érosion, le galet tombe brutalement laissant une cavité tapissée de particules fines ($t_3 + \epsilon$). L'affleurement n'étant plus protégé par les galets, et la cavité fragilisant encore un peu plus l'édifice, le recul du front devient très rapide, jusqu'à ce que de nouveaux galets émergent de la masse (t_4). Le front se stabilise alors jusqu'au prochain épisode de « chute ».

Naturellement cette illustration est très schématique et la courbe d'évolution des vitesses mériterait d'être modélisée proprement. En réalité nos affleurements sont moins riches en matrice fine et la chute des galets ne se produit pas simultanément sur toute la falaise. Mais cela ne remet pas en cause l'équilibre local qui existe entre le degré d'affleurement des galets et la vitesse d'érosion. D'ailleurs les « cavités » dégagées par la chute des galets apparaissent généralement peu nombreuses ce qui prouve que cet état de surface est transitoire, rapidement effacé par l'érosion.

(b) Les gros galets protègent les particules fines sous-jacentes, créant parfois de petites colonnades sablo argileuses peu marquées. Au dessus du galet la matrice dégouline et s'écroule masquant partiellement sa surface (voir aussi Figure 30).

Cette dynamique de l'érosion génère plusieurs biais antagonistes sur l'effet de coupe :

1. Les galets n'affleurent qu'à moitié au moment de leur chute. Cela ne poserait pas trop de problème si les cavités n'étaient pas tapissées de particules plus fines qui font chuter la granulométrie 2D apparente en surface (Figure 27)²⁰.

2. La falaise est plus stable quand la surface des galets affleurants est maximum, autrement dit quand les galets sont suffisamment saillants (Figure 32). L'état de surface correspondant devrait avoir plus de chance de perdurer dans le temps. La granulométrie 2D apparente en surface risquerait donc d'être surestimée.

3. La section minimale d'un **gros galet** observé en surface dépend de la granulométrie de la matrice. Si elle est très fine, la section pourra être petite, si elle est grossière, la section minimale sera plus large (effet de moulage du gros claste, Figure 33). Dans le spectre de sections mesuré sur un affleurement naturel, il devrait donc exister un déficit plus ou moins marqué en sections 2D de petites tailles, selon la granulométrie de la matrice ou la présence de gravillons. Cet effet entraînerait une surestimation de la granulométrie globale du sédiment.

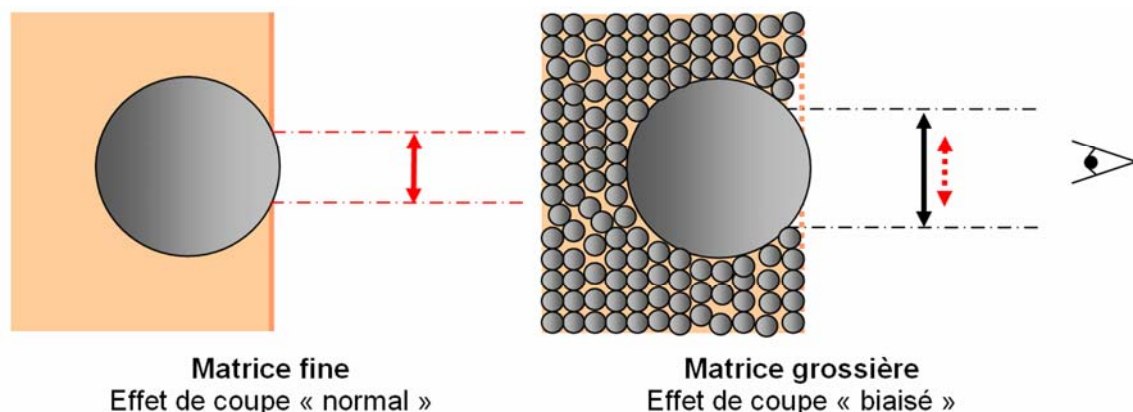


Figure 33 : Effet de coupe « normal » et effet de coupe « biaisé » par la granulométrie de la matrice.

Une matrice fine moule les gros galets, tandis qu'une matrice plus grossière a tendance à s'effriter quand elle ne forme plus qu'une fine pellicule. Dans ce cas les gros clastes apparaissent mieux dégagés sur l'affleurement, les petites sections 2D en coupe sont inexistantes.

²⁰ Rappelons que biais est exacerbé par un nettoyage excessif de la surface à analyser risquant de faire chuter les gros blocs.

4. Selon l'orientation des galets et leur degré d'affleurement, les dimensions des intersections pourraient être surestimées (Figure 34).

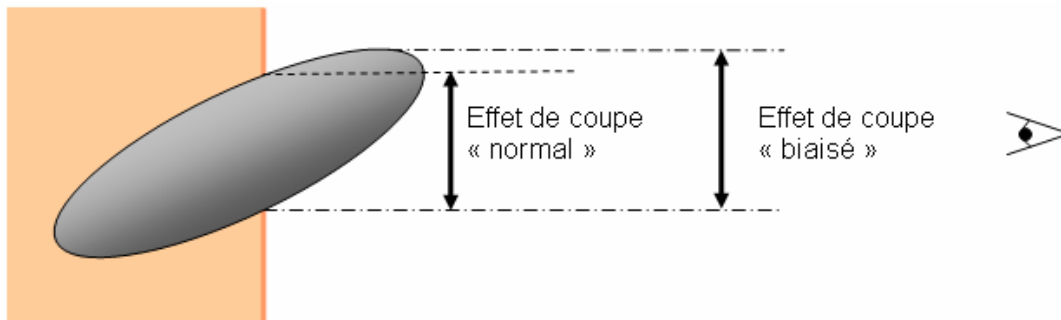


Figure 34 : Effet de coupe « normal » et effet de coupe « biaisé » par le degrés d'affleurement des galets.

Il paraît impossible de quantifier les perturbations sur l'effet de coupe liées aux différents biais évoqués ci dessus, ni même d'estimer leur bilan global – surestimation ou sous-estimation de la granulométrie 2D. Seule la modélisation du recul du front d'érosion permettra de préciser dans l'avenir l'évolution de l'état de surface de l'affleurement. Finalement l'incertitude sur nos mesures de granulométrie sur image et sur le facteur correcteur à appliquer pourrait être plus importante que prévue.

d Mesure de la granulométrie par comptage direct en surface

Ce type de mesure est généralement réservé à l'étude d'alluvions récentes superficielles et non consolidées. Le comptage direct est plus difficile à mettre en œuvre dans le cas d'affleurements sub-verticaux anciens pour des raisons d'échantillonnage. Nous allons nous focaliser ici sur les comptages effectués dans les lits de rivière. **Nous avons effectué 15 mesures de ce type.**

- **Principe de base et variantes**

La méthode classique [Kellerhals and Bray, 1971 ; Mosley and Tindale, 1984 ; Diplas and Sutherland, 1988 ; Casagli et al., 2003] consiste à mesurer directement sur le terrain les dimensions des galets visibles en surface. L'échantillonnage se fait généralement soit à partir d'une grille régulière posée sur le sol (échantillonnage par maillage, « grid sampling »), soit le long d'un axe gradué (échantillonnage par transect, « transect sampling »). Il s'agit d'une variante du « Wolman pebble count », tout à fait comparable à la méthode « grid-by-number » appliquée sur les photographies. La différence majeure est que dans ce cas il est possible d'extraire les particules du sol pour mesurer leurs dimensions réelles : les mesures ne sont pas biaisées par l'effet de coupe et d'orientation.

Remarque 1 : Casagli et al. [2003] ont voulu appliquer cette méthode sur des glissements de terrain où l'extraction des grosses particules est délicate. Finalement ils ont préféré mesurer les

dimensions apparentes des objets en surface. Leurs données nécessiteraient d'être corrigés comme si elles avaient été obtenues par analyse d'image.

Remarque 2 : Comme dans le cas de l'analyse d'image, beaucoup d'auteurs préfèrent les techniques du type « area-by-number ». Par exemple Diplas and Sutherland [1988] proposent de mouler la surface du lit de la rivière, et de mesurer les dimensions apparentes de l'ensemble des objets visibles sur le moulage. De son côté Rollet [2007] a pratiqué la méthode « paint and pick » plus pratique qui consiste à badigeonner la surface étudiée pour identifier les clastes à échantillonner. Ces techniques analogues à l'échantillonnage aréolaire sur photo nécessitent l'application de facteurs correcteurs (cf. «Les différentes conceptions de l'échantillonnage granulométrique», p. 54). Elles sont plus fréquemment utilisées pour la caractérisation de l'armure.

- **Procédure générale**

Nous avons généralement choisi d'utiliser un décimètre tendu sur le lit des rivières, avec une mesure effectuée tous les 10 ou 20 cm. L'échantillonnage d'une centaine de particules doit se faire de préférence transversalement au cours de la rivière sur une longueur suffisamment longue, de manière à couvrir les différents faciès visibles en surface (chenaux, barres de rivières graveleuses ou sableuses). Un échantillonnage longitudinal risquerait de ne toucher qu'un seul type de faciès (les barres de rivières s'étirent naturellement dans le sens du courant), conduisant à une surestimation ou à une sous estimation notable de la granulométrie réelle (jusqu'à un ordre de grandeur d'après nos essais).

Les mesures sont ensuite interprétées comme le sont les données photographiques (sans effet de coupe cette fois-ci).

- **Biais et difficultés spécifiques rencontrés sur le terrain**

Les principales limites de cette méthode sont :

1. la subjectivité du choix de la particule à échantillonner surtout si les particules sont de petite taille (le repère sur le décimètre n'est pas suffisamment précis),
2. la difficulté d'extraire du sol la particule à échantillonner,
3. la difficulté pour déterminer manuellement les trois différents axes de la particule,
4. l'impossibilité de mesurer les dimensions des particules de grand axe inférieur à 5 mm,

5. et surtout la présence d'un pavage à la surface du lit de la rivière, l'état de surface n'étant pas forcément représentatif de l'état en sub-surface qui nous intéresse.

Nous avons évité les segments de rivière couverts par une armure. Naturellement cette technique est plus adaptée aux lits couverts de galets, mais la présence de quelques plages sableuses (grains de dimensions indéterminées) ne perturbe pas trop la mesure du d₅₀, comme dans le cas de l'analyse photographique.

e Mesure de la granulométrie par granulomètre laser

Le tamisage des sédiments très fins est délicat à réaliser par tamisage. Nous avons parfois utilisé des tamis de 0.04 mm et 0.02 mm (40 μ m et 20 μ m), mais compte tenu du matériel utilisé nous pensons qu'en dessous de 0.08 mm nos mesures ne sont pas très précises. En outre, dans certains cas, le faible volume d'échantillon (quelques dizaines de grammes pour les grès désagrégés) nous a contraint à utiliser une autre technique de mesure : la **granulométrie laser**. **Nous avons effectué de nombreuses mesures de ce type sur 35 échantillons différents.**

- **Fonctionnement du granulomètre laser**

La **granulométrie par diffraction laser** est la technique la plus précise pour déterminer la distribution de taille des matériaux granulaires pulvérulents (surtout pour des tailles de grain inférieures à 100 μ m). Le principe de cette méthode indirecte est le suivant [Michel et Courard, 2006] :

« 1. L'unité optique du granulomètre enregistre **l'image de la diffusion** (« image mesurée ») d'un rayonnement monochromatique par une suspension de particules (diffraction, réflexion, réfraction) ». Dans notre cas, les particules étant plutôt opaques et leurs tailles nettement plus grandes que la longueur d'onde du laser (peu d'argiles infra micrométriques), le phénomène de diffraction à la surface devrait être dominant. La Théorie de Fraunhofer permet alors de s'affranchir des propriétés optiques de l'échantillon, la diffraction dépendant surtout de la courbure et de la taille de la particule. Dans le cas contraire il faudrait appliquer la Théorie de Mie plus complexe qui tient également en compte des phénomènes de réfraction au travers des particules, en assumant des indices optiques constants dans la suspension.

« 2. Des images de diffusion sont calculées à partir d'un modèle de diffusion (« images calculées »), en fonction de distributions granulométriques théoriques ». La création de ces modèles nécessite un traitement numérique poussé comparable aux algorithmes de traitement d'image évoqué

précédemment (cf. « Mesure de la granulométrie par analyse photographique », p. 78). Ces modèles sont basés sur l'hypothèse de **particules sphériques** de tailles différentes (système polydispersé).

« 3. Les images calculées et l'image mesurée sont ajustées par la méthode des moindres carrés ». Le granulomètre fournit alors une **répartition en volume** de sphères équivalentes.

Nous avons utilisé un granulomètre laser Malvern® de la gamme « Mastersizer 1000 ». Sa précision et sa reproductibilité sont inférieure à 1% dans une gamme de 0.02 µm à 1000 µm. Les particules sont mises en suspension dans de l'eau. Pour plus d'informations se référer au site du constructeur www.malvern.com.

- **Echantillonnage et préparation des échantillons d'alluvions récentes et d'arénites peu consolidées**

Les échantillons d'alluvions récentes peuvent être directement introduits dans la cuve de mélange du granulomètre laser (appelée « cuve à ultrason »). Il en va de même pour certaines arénites très peu consolidées qui se désagrègent simplement dans l'eau.

- **Echantillonnage et désagrégation des arénites et des grès**

- Généralités

Habituellement la granulométrie des grès plus au moins consolidés est estimée par analyse d'image sur lames minces. Cependant, comme le ciment des grès Siwaliks est exclusivement carbonaté, nous avons choisi de tester un autre procédé basé sur la désagrégation de la roche par attaque acide. Le principal avantage de la méthode est évidemment d'obtenir la granulométrie réelle des grains, et non leur granulométrie apparente (cf. « Mesure de la granulométrie par analyse photographique »). L'utilisation de ce procédé sur des grès est assez originale. La bibliographie spécifique sur ce thème paraît peu abondante et concerne plutôt la désagrégation des mortiers et ciments [Coutelas et al., 2000], même si certains auteurs évoquent cette possibilité, souvent de façon critique [Higgins, 2000 ; Mertens and Elsen, 2006].

Les grès et arénites ont fait l'objet d'un échantillonnage plus ou moins régulier le long des vallées de la Churre, de la Ratu et surtout de la Bakeya. Nous avons tenté de prélever les roches les plus représentatives en un point donné, sachant que la variabilité est forte dans les séries Siwaliks inférieur. Une attention toute particulière a été portée aux gorges terminales de la Ratu et de la Bakeya où nous avons procédé à des mesures d'érosion (voir Chapitre IV).

➤ Concassage des roches indurées

Pour rendre l'attaque plus efficace, le concassage préalable des échantillons est indispensable. Cependant il ne faut pas pousser le broyage trop loin au risque de produire des particules fines qui vont contaminer l'échantillon. De plus il est possible que les grains de sable en bordure des fragments de roche concassés aient été brisés lors de l'opération, ce qui conduirait à une sous estimation de la granulométrie. Pour éviter cela nous n'avons sélectionné que les fragments d'échantillons compris entre 2.5 et 5 mm, sachant que la taille maximale des grain est presque toujours inférieure à 0.5 mm.

➤ Attaque acide

L'attaque acide est réalisée sur des échantillons d'une dizaine de gramme (5g à 20g) avec 6 ou 7 ml d'acide chlorhydrique à 2 moles par litre. Les éprouvettes sont chauffées à 50°C et agitées doucement dans le but d'aider la désagrégation mécanique, d'accélérer la réaction, et de dissoudre plus efficacement la dolomite. Dans quelques rares cas il s'est avéré nécessaire de rajouter un peu d'acide pour venir à bout des carbonates. L'attaque dure environ 12h, jusqu'à 48h pour les échantillons les plus récalcitrants (très riches en carbonates).

Outre les carbonates l'attaque affecte également les phyllosilicates, notamment les micas noirs qui brunissent et les particules argileuses. Des échanges d'ions se produisent, avec notamment une perte du fer interfoliaire (voir le paragraphe sur la mesure de la teneur en carbonates dans le Chapitre III), mais la structure macroscopique des micas subsiste sans dommage apparent. On notera que l'acidité a un fort effet floculant sur les argiles. Les autres phases minérales ne semblent pas (ou peu) concernées par cette attaque.

➤ Lessivage des résidus solides

Si on se contente de faire évaporer la solution acide pour récupérer le résidu solide, tous les ions en solution, notamment le calcium et le fer, vont précipiter en masse entre les grains sous forme de chlorures divers, plus ou moins amorphes (pas de re-précipitation des carbonates). Ces phases minérales sont très solubles dans l'eau, mais il reste difficile dans ce cas de récupérer les échantillons pour les passer dans le granulomètre.

Nous avons donc lessivé progressivement les échantillons en pipetant la solution acide (-5 ml/pipetage) et en rajoutant à la place de l'eau déionisée. Le principal risque est d'aspirer les particules les plus fines avec la solution, surtout quand le pH passe au dessus de 5. L'acidité de la solution diminue assez vite, ainsi que la concentration des autres ions. Tant que le pH reste inférieur à 5, les particules

finement flocculent et se déposent facilement au fond des éprouvettes, ce qui rend le pipetage aisé. L'utilisation d'une centrifugeuse devient par contre indispensable pour les dernières étapes du lessivage, surtout quand les échantillons sont très argileux. Lorsque le pH atteint 6 à 6.5 nous mettons les échantillons à sécher à l'étuve.

Nous avons estimé une perte moyenne de 18 mg par pipetage, soit 0.1% à 0.3% de la masse initiale des échantillons par pipetage. Cette valeur a été calculée à partir des dépôts accumulés au fond des bidons servant à recueillir les lixiviats d'échantillon déjà largement lessivés, donc de pH relativement élevé. Il s'agit donc d'une estimation pessimiste. Après 8 pipetages, à la fin du lessivage, 0.8% à 2.5% de la masse a pu être perdue sous forme de particules fines, soit une sous-estimation extrême possible du D50 de l'ordre de 1% et du d10 de l'ordre de 15% (valeurs obtenues en modifiant des spectres granulométriques mesurés).

- **Mesure dans le granulomètre laser**

Le granulomètre doit d'abord être calibré avec de l'eau pure. Quelques grammes suffisent pour la mesure (plus la granulométrie est fine, moins il faut de matière). En général les échantillons sont simplement versés dans la cuve de mélange, aussi appelée cuve à ultrason. La reproductibilité des mesures est bonne pour un échantillon homogène bien préparé et bien mélangé.

- **Biais et difficultés spécifiques à la granulométrie laser**

- **Prélèvement des sous-échantillons pour l'analyse**

Il n'est pas toujours facile de prélever un sous-échantillon représentatif d'un échantillon source présentant une forte hétérométrie des grains, d'autant plus que le volume d'échantillon à utiliser dans le granulomètre est très faible et dépend de la proportion de particules fines. Si le quartage n'est pas effectué proprement on aboutit très rapidement à des erreurs sur le D50 de plusieurs dizaines de %. Dans certains cas il est préférable de mélanger l'échantillon à analyser dans de l'eau puis de verser le fluide dans la cuve du granulomètre.

- **Dérive en cours d'expérience du spectre granulométrique vers la fraction fine**

La taille médiane des grains semble décroître au cours du temps dans le granulomètre. En général, elle finit toutefois par atteindre un palier au bout de plusieurs minutes (Figure 35). Nous avons souvent tenu compte de cette valeur ultime pour nos estimations, sachant que l'aspect du spectre granulométrique a une influence déterminante sur le choix de la « bonne valeur » (Figure 36).

La diminution de la granulométrie a d'abord pour origine le décollement des particules argileuses agglomérées sur les grains de sable, ainsi que la destruction progressive de petits agrégats de grains. Elle résulte également de l'éclatement de clastes fragilisés par des fissures ou l'altération, exactement comme au moment de l'extraction des galets dans les conglomérats (voir la « Figure 24 : Fracturation tectonique ou sédimentaire des clastes pendant la diagenèse », p. 76). Cette évolution est facilitée par l'utilisation d'ultrasons dans la cuve de mélange du granulomètre (mais leur utilisation excessive exacerbe l'éclatement des grains de quartz, Figure 35). En outre l'augmentation de la densité en particules fines entraîne rapidement une augmentation de l'obscurité du fluide au-delà des gammes de mesure de l'appareil (30% d'obscurité, Figure 35).

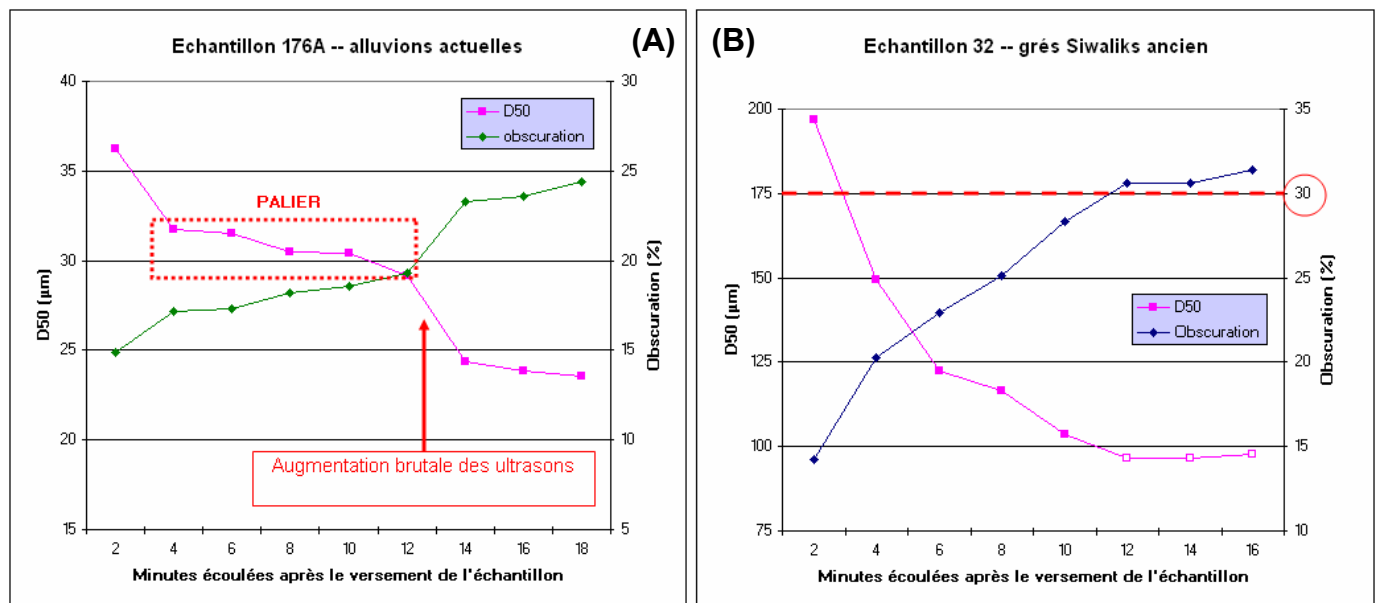


Figure 35 : Evolution du D50 et de l'obscurité dans le granulomètre laser en fonction du temps

Le granulomètre est censé fonctionner pour des valeurs d'obscurité de 10 à 30%. Si les mesures restent relativement stables pour les alluvions récentes (A), elles évoluent fortement dans le cas des sédiments anciens qui contiennent une fraction argileuse plus importante (B).

Dans un cas de figure favorable (A), le D50 se stabilise rapidement après une phase de décroissance plus ou moins marquée. La valeur de D50 retenue correspond alors à la valeur mesurée pendant ce palier. Toutefois si les conditions dans la cuve devenaient plus « agressive » (augmentation des ultrasons par exemple), le palier pourrait être brutalement rompu.

Tous ces biais posent beaucoup plus de problèmes pour l'étude granulométrique des grès, que pour celle des sables de rivière. En effet les grains des grès désagrégés sont plus « sales » et « fragiles » que leurs homologues actuels (Figure 36). Cette problématique va être développée dans le paragraphe suivant.

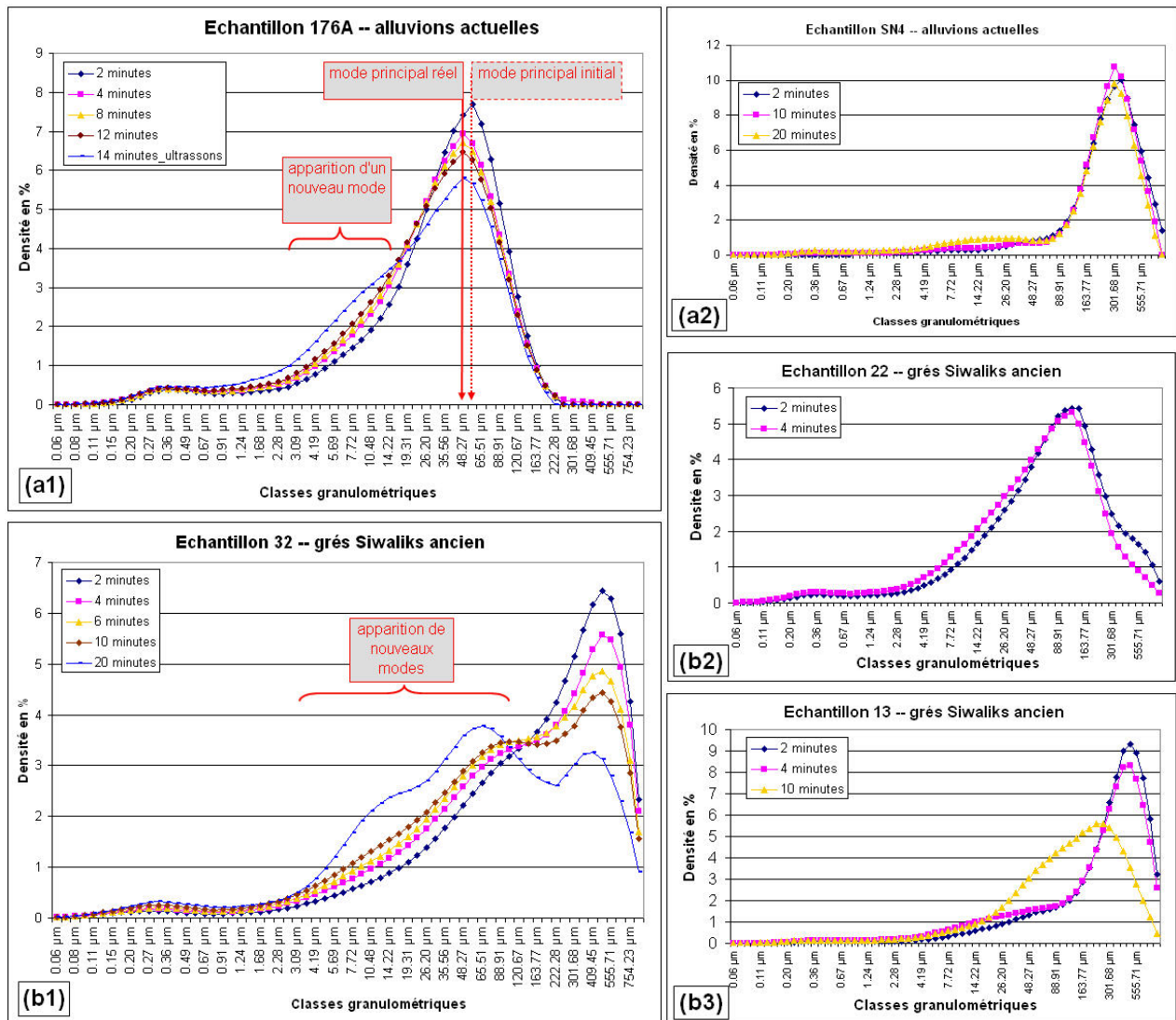


Figure 36 : Evolution de spectres granulométriques, nettoyage, désagrégation, et éclatement des grains

Chaque courbe correspond au spectre obtenu pour un échantillon donné n minutes après le versement dans la cuve. Le pas de temps moyen de 2 minutes entre les mesures est approximatif. Les expériences ont été réalisées avec un peu d'ultrason.

(a1) Pour cet échantillon de sable fin (alluvion récente) le mode granulométrique principal passe de 56 μm à 48 μm dans les premières minutes, puis reste stable (mesures à 2, 4, 6, 8, 10, 12, et 14 minutes). Sur cet exemple le bain à ultrason est augmenté après la 12^{ème} minute. Cela n'affecte pas la valeur du mode, mais atténue son importance et stimule l'apparition de particules fines (3 μm à 20 μm), probablement à la suite d'éclatements de grains. Enfin la concentration en particules inférieures à 1 μm augmente également (« nettoyage » des argiles agglomérées à la surface des grains), mais cette fraction très fine reste marginale.

(a2) Le spectre de cet échantillon d'alluvion récente plus grossière montre clairement l'apparition d'une fraction fine silto-argileuse entre 5 μm et 35 μm en cours d'expérience tandis que la valeur du mode principal (situé vers 300 μm à 350 μm) se stabilise après la courte phase de décroissance initiale.

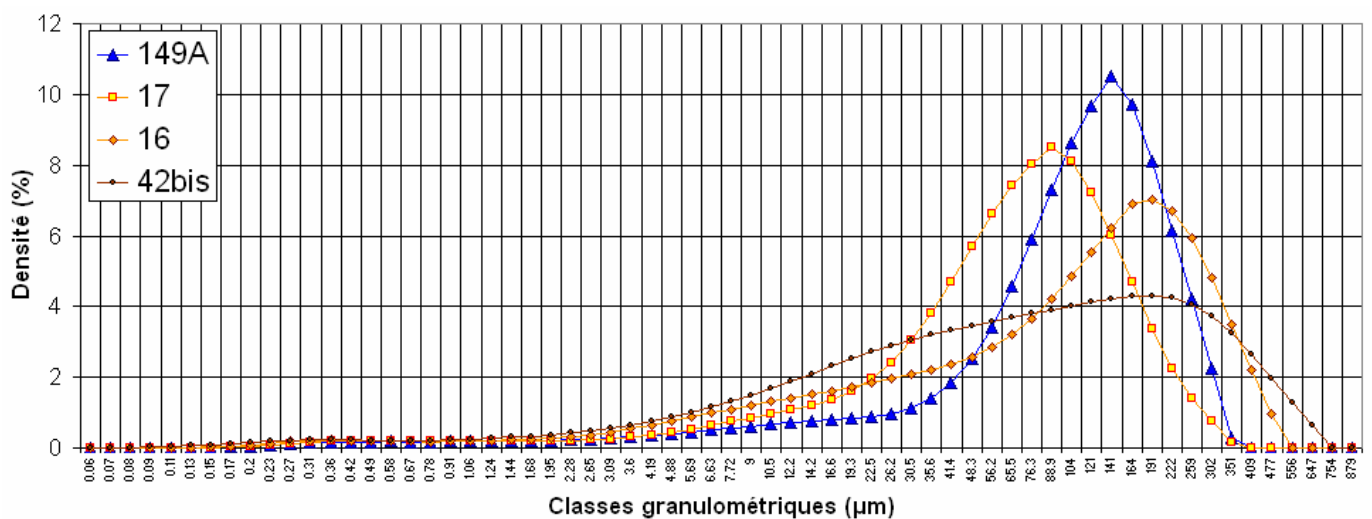
(b1) Ce troisième spectre correspond à un échantillon de grès particulièrement « fragile » riche en micas. Au cours du temps nous observons non seulement l'apparition d'une fraction silto-argileuse, mais aussi l'émergence d'un nouveau mode intermédiaire (entre les sables fins et les silts). Ce second mode deviendrait majoritaire si l'expérience se prolongeait, tandis que le spectre « s'étalerait » progressivement. En fait les grains plus fragiles de cet échantillon ont tendance à éclater sous l'effet de l'agitation et des ultrasons. **La mesure du d_{50} s'avère plus délicate dans ce cas : en général la valeur retenue correspond à un stade intermédiaire avant que la fracturation des grains soit décelable sur le spectre (étalement).**

(b2) Pour cet autre échantillon de grès moins altéré, la phase initiale de destruction des amas de grains est bien visible (disparition rapide des fractions les plus grossières).

(b3) Le spectre de cet échantillon de grès finit par s'étaler fortement tout en se décalant vers les particules fines.

- **Interprétation des courbes granulométriques laser, implication sur l'altération ou la fracturation des grès Siwaliks**

La comparaison des spectres granulométriques des grès et des alluvions récentes donne des résultats intéressants (Figure 35, Figure 36, Figure 37). La proportion de particules silto-argileuses (1 à 50 μm) apparaît systématiquement plus importante dans les grès que les dépôts fluviaux actuel, avec souvent l'apparition d'un nouveau mode vers les argiles et surtout les silts, même dans les grès très grossiers. En outre le classement moyen des grès que nous avons analysés n'est que de 2.5 (avec une grosse dispersion), contre 1.7 dans les alluvions récentes, et même 1.5 si nous ne considérons que les sables > 100 μm mieux classés que les silts (Figure 37).



	SED149A Alluvion actuelle	SED016 Grès Siw. moy.	SED017 Grès Siw. moy.	SED042bis Grès Siw. moy.
D50	105	103	66	66
Mode principal	130	167	83	165
Classement S_o	1.59	2.41	1.72	2.85
Asymétrie S_k	0.85	0.57	0.85	0.8
Kurtosis K	0.25	0.3	0.25	0.26

Figure 37 : Comparaison des spectres granulométriques de grès Siwaliks et d'une alluvion sableuse actuelle prélevée dans le Teraï : évidences de « dégradation » des clastes.

Voir l'Équation 4, p. 53, pour les formules des différents paramètres granulométriques présentés dans le tableau. Nous avons sélectionné un spectre caractéristique d'alluvions actuelles (SED149A, provenant de la Bakeya) et trois spectres de grès Siwaliks (SED016, SED017, et SED042bis, provenant des gorges de la Bakeya et de la Ratu). **La fraction silto-argileuse (entre 1 μm et 30 μm à 50 μm) est systématiquement plus abondante dans les grès que dans les dépôts alluvionnaires récents analogues.** Ces particules fines proviennent sans doute de la désagrégation au moment de la préparation de l'échantillon de grains de sable fragilisés par l'altération et la fracturation. En outre, si les contrastes entre les spectres paraissent moins flagrants dans la fraction 0.5 μm - 1 μm , ils semblent que l'altération soit aussi corrélée à l'apparition de particules argileuses de moins de 0.5 μm . L'échantillon de grès « 16 » semble le moins « dégradé », l'allure du spectre est comparable à un sable de rivière actuel. En revanche l'échantillon « 42bis » a largement perdu ses caractéristiques granulométriques fluviales. Le meilleur critère granulométrique « classique » pour différencier les échantillons de grès entre eux semble être le classement granulométrique S_o .

Les faciès des grès Siwaliks anciens correspondent aux environnements de dépôt que nous retrouvons actuellement dans le bassin d'avant pays (Chapitre I). Il existe donc un lien génétique étroit entre les molasses qui affleurent dans les Siwaliks et les alluvions se déposant dans le Teraï, qui donnent en quelque sorte « l'image » des sédiments anciens au moment de leur dépôt. Tout laisse à croire que les différences entre les spectres granulométriques résultent de la « dégradation » des clastes au cours du temps²¹, et donc probablement de la combinaison de processus diagenétiques, de fracturations tectoniques, voire d'altérations supergènes. Cette « dégradation » entraînerait une diminution progressive et notable de la granulométrie, avec toutefois de fortes variations d'un échantillon à l'autre. Ce processus conduit visiblement à un étalement progressif du spectre et à un décalage vers les fines du D50 (qui s'éloigne de plus en plus du mode principal).

Compte tenu de ces nouvelles observations, il serait peut être préférable de ne considérer que la fraction grossière des échantillons de grès les plus altérés, si l'on souhaite caractériser le **D50 « originel »**. La fraction fine néoformée perturbe l'interprétation des résultats, mais il semble bien difficile de définir un seuil d'exclusion (par exemple 15 µm ou 20 µm). Une autre alternative serait d'utiliser non plus la médiane mais le **mode granulométrique**, qui resterait plus stable au cours du temps. La valeur de la médiane correspond en moyenne à 80% de celle du mode dans les alluvions récentes (léger décalage de la médiane vers les fines). Elle se situerait plutôt à 60% dans les grès, avec une forte dispersion et peut être des différences selon la taille des grains. Cette observation laisse penser que le D50 « actuel » a une valeur moyenne 20% inférieure à celle du D50 « originel » dans les grès. C'est pourquoi nous avons choisi de calculer la valeur « **1 - D50 / Mode** » pour quantifier « l'endommagement » progressif des grès (ce paramètre est inférieur à 1 sur tous nos échantillons et diminue quand le D50 se décale vers les fines par rapport au mode, CAD quand l'endommagement augmenterait). Nous intégrerons ces résultats à l'étude pétro-mécanique du Chapitre III.

Notons enfin que nous avons pris en compte l'instabilité de la mesure dans le granulomètre en cours d'expérience pour définir une incertitude sur les valeurs de D50. Finalement, si l'écart moyen des

²¹ Un autre processus diagenétique précoce pourrait expliquer l'apparition de la fraction silto-argileuse dans les grès : l'infiltration mécanique progressive de particules fines dans la porosité interstitielle entre les gros grains. L'apparition d'un revêtement argileux se produit rapidement après le dépôt et induit inévitablement un changement granulométrique [Buurmana et al., 1998, Guilbaud, 2007]. Notons que les alluvions très récentes que nous avons échantillonnées en surface n'ont pas pu être affectées par ce phénomène. Cependant, nous pensons que la principale source de particules fines « excédentaires » dans les grès est bien la « dégradation » des clastes. Quatre arguments étayent cette hypothèse : **(1)** Le caractère « dégradé » des spectres granulométriques apparaît progressivement lors de la mesure comme si les grains fragilisés se désagrégeaient (Figure 36) ; **(2)** la porosité résiduelle additionnée au ciment carbonaté donne une porosité « originelle » plus de 20 à 25% (voir le Chapitre III), ce qui laisse peu de place à l'infiltration massive de particules fines venant de l'extérieur ; **(3)** à priori la fraction infiltrée est argileuse alors que le nouveau mode granulométrique apparaissant dans les grès Siwaliks est silteux.

mesures n'est que de 1% à 10% dans le cas des alluvions récentes, il peut atteindre 5% à 25% voire plus dans le cas d'échantillons de grès altérés.

f Tableau de classement des méthodes d'analyse granulométrique évoquées dans cette étude

Cette étude donne un bon aperçu des principales techniques existantes de mesure de la granulométrie des sédiments grossiers (Tableau 2). Toutefois il existe également deux autres grandes méthodes d'analyse granulométrique des sédiments fins meubles que nous n'avons pas utilisées : la méthode par vitesse de sédimentation et la méthode électrique (compteur Coulter).

Finalement **les différentes méthodes employées donnent des résultats comparables** à condition de suivre les protocoles expérimentaux spécifiés et d'appliquer les facteurs de correction dont nous avons parlé. Tous nos résultats ont été compilés dans la même base de donnée granulométrique et ont été utilisés sans distinction particulière (voir le paragraphe suivant).

	Tamissage	Comptage direct en surface	Analyse photographique (sur affleurement)	Granulométrie laser
Type de sédiments analysés	Alluvions Arénites grossières Conglomérats	Alluvions grossières (galets)	Conglomérats Alluvions grossières	Grès Alluvions fines (sable, silt)
Taille des grains (indicatif)	MIN 20 à 80 µm MAX 16 cm	MIN 5 mm MAX > 2 m	MIN 0.5 à 5 mm MAX 0.25 à 1 m	MIN < 0.1 µm MAX 0.8 à 1 mm
Interprétation des résultats	Granulométrie « actuelle »	Granulométrie « actuelle »	Granulométrie « originelle » Granulométrie « actuelle » accessible ?	Granulométrie « actuelle » Granulométrie « originelle » accessible ?
Type d'échantillonnage	« Sieve by weight » Objet 3D	« Grid by Number » Objet 3D	« Grid by Number » Objet 2D	Objet 3D
Outils de mesure et de traitement	Tamis et balance	Mesure manuelle avec un mètre	Logiciel de morphométrie sur image	Granulomètre laser
Nombre d'analyses effectuées (sans les doublons)	55	15	133	35
Volume / Nombre de sédiment à échantillonner	100 kg à peser (mais quelques centaines de grammes suffisent pour du sable)	100 sous échantillons à dénombrer	100 sous échantillons à dénombrer	Quelques grammes, des milliers de mesures effectuées par l'appareil
Reproductibilité de la mesure	Très bonne	Moyenne	Moyenne, dépend de l'expérience du manipulateur et des critères d'identification.	Moyenne, dépend des conditions dans la cuve (ultrasons) et de l'état de l'échantillon
Correction fondamentale à appliquer	OUI Maille carrée des tamis (facteur 1.2 à appliquer en moyenne dans notre cas)	NON	OUI Effet de coupe (facteur minimum de 1.7 à 2 à appliquer en moyenne) Pas d'effet de probabilité d'intersection dans notre cas)	? Corrections stéréologiques effectuées automatiquement par l'appareil.
BILAN Avantages	Grande polyvalence de la méthode applicable sur une large gamme de matériaux et de tailles (sauf très gros, très petits, et très fragiles). Adapté quel que soit l'état de surface de l'affleurement. Fiabilité et faible coût.	Interprétation directe des résultats sur le terrain. Presque aucun matériel requis, faible coût.	Récolte rapide du « matériel » sur le terrain. Applicable directement sur les matériaux consolidés ou non. Traitement automatique des données et calcul de variables morphométriques et statistiques.	Très petit volume d'échantillon requis. Simplicité du traitement automatique des données et calcul de nombreuses variables statistiques.
BILAN Inconvénients	Travail fatigant et de longue haleine, nécessite beaucoup de temps sur le terrain. Problème de la maille carrée des tamis. Inapproprié pour les matériaux avec des densité hétérogènes. Inapproprié pour les matériaux indurés. Difficultés pour extraire un échantillon représentatif dans certains cas.	Demande une certaine expérience pour estimer manuellement les axes, imprécis. Difficultés pour prélever les galets à mesurer. Procédure d'échantillonnage complexe en cas de forte variabilité spatiale ou verticale des faciès (armure) Long travail sur le terrain.	Problèmes stéréologiques récurrents, effet de coupe complexe... Implique de grosses corrections semi empiriques. Nécessite une longue analyse en l'absence de logiciel de reconnaissance de forme. Difficulté d'estimation de la granulométrie « actuelle ». Inadapté en cas de forte variabilité verticale des faciès (armure), ou d'un état de surface trop altéré.	Hypothèses sur la sphéricité des particules, voire sur leurs propriétés optiques et leur homogénéité. Agressivité de la mise en suspension, dérive des résultats en cours d'expérience. Uniquement pour les matériaux fins.

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des différentes techniques de mesure de la granulométrie employées.

Quelle que soit la méthode choisie, l'incertitude sur le D50 liée aux problèmes d'échantillonnage et au choix des emplacements mesurés pose le même problème.

Rappelons que l'analyse granulométrique sur photographie peut également être réalisée sur des échantillons microscopiques, et notamment sur des lames minces. Quelques mesures de ce type ont été effectuées et seront présentées dans le Chapitre III (paragraphe consacré à la pétrologie des grès Siwaliks).

6 RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles, interprétation de la transition sable-gravier

Les résultats de notre campagne de mesure de la granulométrie dans les molasses Siwaliks et les rivières de la zone d'étude ont été synthétisés dans un article que nous allons soumettre prochainement à la revue « Basin Research ». L'objet de cet article est l'interprétation de la **transition granulométrique sable – galet** très rapide entre les grès Siwaliks moyens et les conglomérats Siwaliks supérieurs (transition stratigraphique), par la comparaison de la série sédimentaire ancienne avec la sédimentation actuelle dans le bassin d'avant pays Himalayen. Il se trouve qu'une **transition galet – sable** (« gravel – sand transition ») tout à fait comparable est observable le long des rivières dans le Teraï une dizaine de kilomètres en aval du front de chaîne. Notre analyse se base sur des arguments pétrologiques (granulométrie des dépôts) et géophysiques (subsidence et aggradation dans le bassin). Finalement la portée de ce travail dépasse largement le cadre du Népal Central : c'est une mise en garde contre les interprétations hâtives des séries sédimentaires continentales où de telles transitions granulométriques sont généralement associées à un forçage tectonique ou climatique dans la chaîne de montagne adjacente au bassin sédimentaire, alors que ces transitions peuvent parfois résulter d'un processus sédimentaire continu de tri granulométrique lié à la dynamique fluviale.

A partir des données granulométriques présentées dans cet article, nous reviendrons dans les paragraphes suivants sur le thème central de ce chapitre, c'est-à-dire sur la caractérisation du flux sédimentaire et de la charge de fond transitant dans les gorges de la Bakeya.

“Rapid grain size coarsening at sandstone-conglomerate transition: similar expression in modern alluviums and Pleistocene Himalayan Siwaliks molasses”

Abstract

Radical grain size changes between two main units of a sedimentary megacycle in a foreland basin might indicate a change in tectonic activity or climate in the adjacent mountain range. In central Nepal, the Cenozoic Siwaliks molasse deposits exposed in the frontal Himalayan folds are characterized by a such a radical grain size transition. Locally gravel deposits completely replace sands in the upward sequence within about a hundred metres: the median grain size (D_{50}) displaying a sharp increase by ~ 100 . Such a rapid sand-gravel transition (SGT) is also observed in present-day river channels about 8-20 km downstream from the outlet of the Siwaliks Range. The passage from gravel-covered channel reaches (proximal alluvial fans) to sand-covered channel reaches (distal alluvial fans) occurs within a few kilometres on the Terai Plain in central Nepal, and the D_{50} ratio between the two types of channels equals ~ 100 . We propose that the drastic increase in grain size observed in the Siwaliks series, as well as along modern rivers in the Gangetic foreland basin, results from a similar hydrological process, i.e. a grain sorting process during the selective deposition of sediment load in the foreland basin. The sudden appearance of gravels in the upper Siwaliks would be related to the crossing of this sorting transition during progressive southward migration of the depositional facies, in response to continuous Himalayan orogene construction. This study demonstrates that an abrupt change in grain size does not necessarily relate to any change in tectonic or climatic forcing, but can simply arise from internal adjustment of the piedmont rivers to the deposition of coarse bedload.

Introduction

Foreland basins are irreplaceable archives for recording climatic and tectonic history of mountain ranges. Sedimentological, palaeontological, geochemical and thermochronological methods have been widely used to track the evolution of foreland basins and adjacent mountain belts. In such setting, a sudden and lasting vertical transition between a fine grained facies and a conglomeratic facies at the scale of a sedimentary megacycle can be related to increased sediment flux and accelerated alluvial fan propagation, which is commonly interpreted as the product of enhanced erosion in nearby mountain ranges driven by accelerated uplift or climatic change [e.g. Peizhen et al., 2001; Zheng et al., 2000; Fang et al., 2005; Newell et al. 1999].

The Mio-Pleistocene Siwaliks molasse deposits in the Himalayan foreland basin offer opportunities to observe in detail such a dramatic change in grain size. The Siwaliks hills are the first Himalayan relief that rises above the present foreland basin (i.e. the Terai region and Gangetic plain). This small and narrow roughly east-west trending range, which hardly reaches 1000m elevation and 20km width, forms a continuous belt from Pakistan to Eastern India. It is associated with the most active thrust system across the Himalaya, the Main Frontal Thrust (MFT). This thrust progressively deforms the molasse deposits of the foreland basin and builds a cuesta-type topography. Along the Himalayan arc, these foreland deposits generally present an upward evolution from siltstones to sandstones to coarse conglomerates. In central Nepal, the transition of grain size between sandstone units and conglomerate units is described as progressive to abrupt. Despite the common interpretation of this coarsening upward trend as resulting from the continuous syntectonic long-term aggradation / progradation of alluvial fans at the foot of the mountain range [Herail and Mascle, 1980; Tokuoka et al., 1986; Delcaillau, 1992], nothing has yet clearly explained the occasional swiftness of the transition.

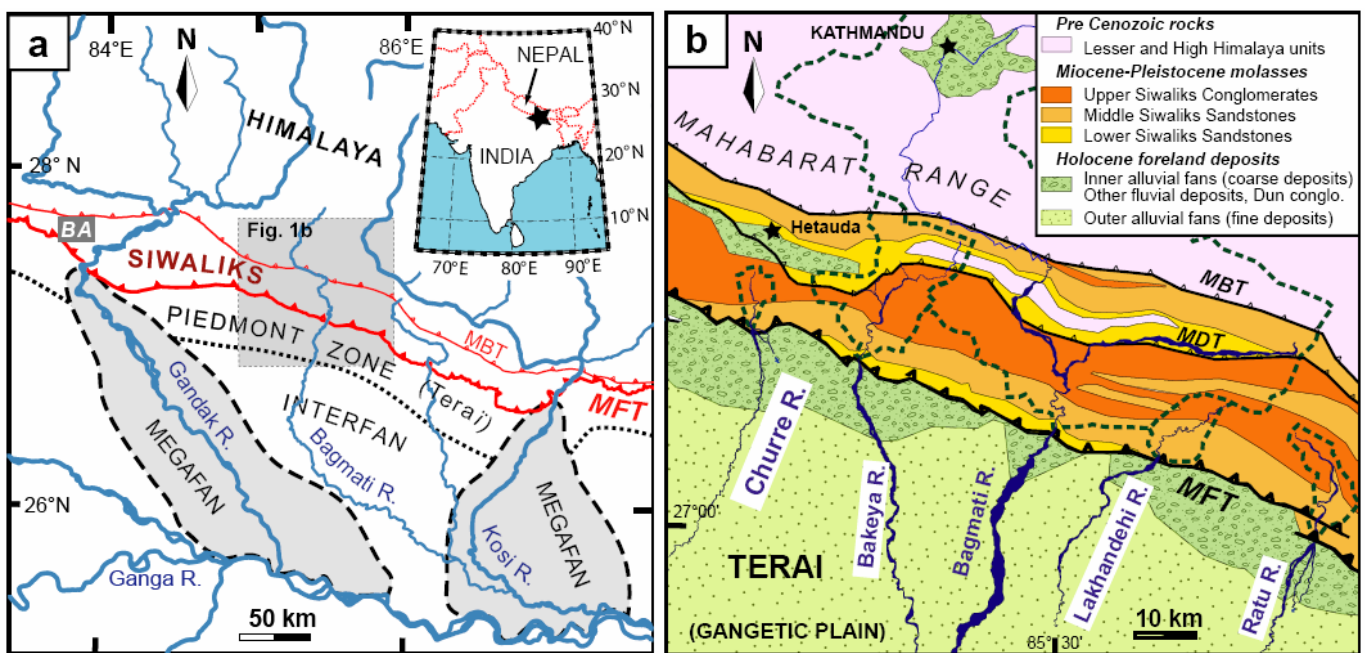


Figure 38 : Localization maps.

(a) Hydrologic map of the Himalayas and Gangetic plain system in central Nepal. The study area is located in the Himalayan foothills of Central Nepal (Siwaliks) and in the Eastern Gangetic Plain between the Kosi and the Gandak megafans. In the Terai piedmont zone, small transverse rivers form wide and flat coalescent alluvial fans. Pebbles and gravels are rarely transported south of this Piedmont Zone, which is largely isolated from the influence of large trans-Himalayan rivers (Kosi and Gandak rivers). The Main frontal Thrust (MFT) is the most active of the Himalayan thrusts, which progressively deform and incorporate the molasses of the Gangetic foreland basin into the narrow Siwaliks Range.

(b) Close up on the Himalayan front and the four studied rivers (white underlined names). Note that all studied rivers, except the Bagmati, are foothills-fed and mainly drain Siwaliks molasses. MDT = Main Dun Thrust; MBT = Main Boundary Thrust ; BA = Binai-Arung section [Tokuoka et al., 1986].

In order to address this question of the sand-gravel transition (SGT) we have chosen to describe an example where ancient fluvial deposits present a sharp transition between coarse conglomerates and fine sandstones and compare these to present alluvial deposits and river dynamics. For this purpose, we have carried out grain size measurements along several frontal Himalayan valleys in central Nepal, both in ancient molasse deposits of the Siwaliks range and in gravel-sand bars of present-day river channels in the Terai Plain (Figure 38).

Grain size measurements: methods

Grain size measurements are inspired from previous studies [Kellerhals and Bray, 1971; Diplas and Sutherland, 1988; Milan et al., 1999] and include sieving analysis (volume measurements) and photographic analysis (punctual measurements on a surface). Photographic analysis produces data biased by several factors, dominated by a sectional effect that we have compensated for by means of a correction factor we empirically estimated to be $\sim 1.7^{22}$. We systematically calculate the D_{50} (median), the D_{90} (90th percentile) and the D_{10} (10th percentile) of the grain size distribution to characterize, respectively, the median, largest and smallest clasts.

For soft sediments in modern channels, bulk-samples were taken from the subsurface (i.e. at a depth larger than the largest pebble or boulder). Sieving analysis was sometimes complemented by photographic analysis and line counting. The critical step is the choice of the place to sieve: we avoided local sandy upper banks, and preferentially selected large river bars having stored the bedload material of rivers. At each station we conducted between 2 and 10 independent measurements which generally provided comparable results.

For ancient Siwaliks conglomerates, grain size was mainly estimated by photo analysis because bulk-samples were difficult to extract and usually biased due to pebble breakage in response to tectonic fracturing and weathering. Unconsolidated sandstones were disaggregated in water and analysed in our laboratory with sieves or a laser granulometer (Malvern Mastersizer).

Grain size of Miocene Pliocene Siwaliks series (central Nepal)

Siwaliks deposits record the sediment fluxes from the Himalayas without any major hiatus and are therefore extensively used for characterising the evolution of climate and tectonic activity of the entire

²² $D50(\text{tamisage}) = 1.7 * D50(\text{photographie})$

Ce facteur empirique sera présenté en à la fin de l'ANNEXE II. Notons qu'il a été obtenu pour des D50 non corrigés de l'effet de sous estimation lié à la maille carrée des tamis, tels qu'il ont été présentés dans cet article. En tenant compte de cet effet le facteur correcteur atteindrait environ 2.

Himalayan region [e.g. Najman, 2006]. The Siwalik Group (i.e. the Churia Group in central Nepal) is a sedimentary megacycle traditionally divided in three lithofacies units:

The **Lower Siwaliks** (Miocene) are made up of consolidated sandstones and siltstones. These facies are associated with a calm floodplain environment, with confined meandering rivers.

The **Middle Siwaliks** (Miocene and Pliocene) are dominated by poorly consolidated fine to coarse sandstone. Banks often reach several tens of meters thick with interbedded clay and silt deposits and with occasional thin gravel beds or pebbly sandstone deposits (< 0.5m thickness) mainly at the top of the unit. These facies are linked to confined rivers, braided or meandering, in the distal part of alluvial fans.

The **Upper Siwaliks** at the top of the group (Pliocene and Pleistocene) are mainly unconsolidated ortho-conglomerates of coarse gravels and pebbles, with occasional meter-scale boulders in the uppermost deposits. Sequences of massive conglomerates are commonly several metres thick, and locally contain small sandy and muddy lenses or paleosols. This facies mostly corresponds to non-confined braided rivers on alluvial fans.

In these three units, paleocurrents studies [e.g. Tokuoka, 1986] indicate that draining direction has remained constant for >10 Myr, i.e. roughly North-South as present Terai rivers.

Three cross sections have been measured along the Ratu, Bakeya and Churre rivers (Figure 38 b, p. 110). In the Churre River area where the most continuous outcrops have been found, the D_{50} of Siwaliks series evolves from about 0.2mm in the lower units to about 20mm in the upper Siwaliks (ratio $D_{50} \sim 100$) (Figure 39, p. 113). The thickness of the SGT measures between 80m and 100m. At the level of this transition, first some small scattered pebbles and then thin layers of small gravels appear in sand deposits, then the gravel layers become thicker, the sand fraction coarser, and finally sandstone layers are fully replaced by conglomeratic layers. Simultaneously the D_{90} increases by a factor of about 200 and the D_{10} just by 20. The SGT is overlain by ~2000m of unconsolidated conglomerates. In the whole upper conglomeratic unit, the mean D_{50} is fairly constant between 10mm and 30mm, but slightly and irregularly increasing up-section.

Grain size varies spatially within the upper Siwaliks series between the different studied sections (Figure 40, p. 113). The D_{50} of the upper Siwaliks series in the Bakeya area is close to 10mm. The architecture of the SGT also slightly differs laterally: in Bakeya area, ~5-m-thick sandstone bodies are intercalated in conglomerates at least 200m above the middle-upper Siwaliks boundary, and in the Ratu area a few thick gravely sandstone layers appears below the SGT. Despite these lateral variations, all the sections display nevertheless a relatively sharp sand-gravel transition.

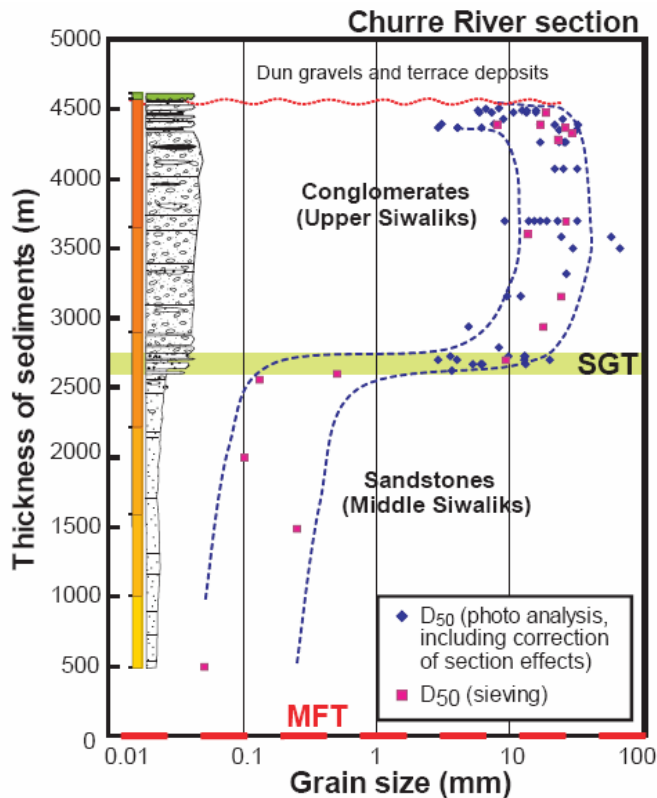
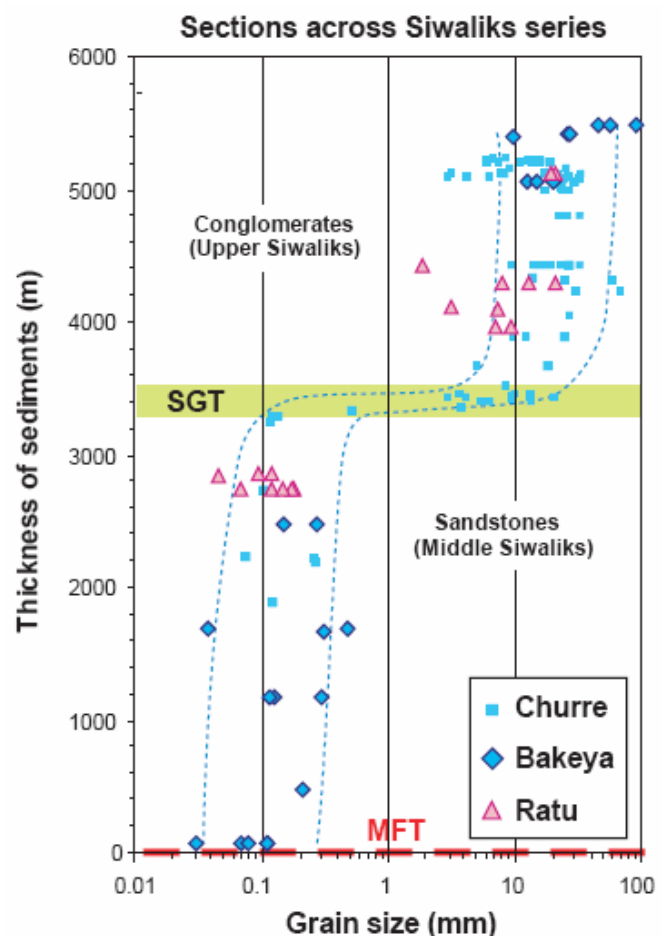


Figure 39 : Grain size evolution in old Siwaliks molasses, example of the Churre River.

The grain size evolution in old Siwaliks molasses (Pliocene to Holocene) along the Churre Valley shows a very sharp transition between Middle Siwaliks sandstones and Upper Siwaliks conglomerates. The transition is 80 to 100m thick. On both sides of the transition, the grain size is rather constant.

Figure 40 : Grain size evolution in old Siwaliks molasses, other examples.

The grain size evolution in old Siwaliks molasses (Pliocene to Holocene) along the Bakeya and Ratu Valley shows a similar decrease of the median grain size to that observed along the Churre valley. The timing of our sampling campaign and the less favorable outcropping conditions of the Siwaliks molasses did not permit us, however, quantification of the exact thickness of the SGT between Middle Siwaliks sandstones and Upper Siwaliks conglomerates. In these two valleys, the exact architecture of the SGT slightly differs from that observed in the Churre valley: in the Bakeya area, a few ~5-m-thick sandstone bodies are still intercalated in conglomerates at least 200 m above the middle-upper Siwaliks boundary, whereas in the Ratu area a few thick gravely sandstone layers appear below the SGT. In any case, these intercalations do not contradict the sedimentologic nature of the SGT, i.e. the quasi absence of facies with median grain size in the range 0.5-5 mm. Because of the uncertainties in reconstructing the total sediment thickness from structural data at the surface, and for a commodity of representation, we have chosen to adjust the relative position of the three sections in order to match their respective SGT (the Bakeya section, for which the whole sequence of Siwaliks sediments is exposed at the surface [Lavé and Avouac, 2000], has been taken as a reference _ For the two other sections, the relative adjustment of the stratigraphic column is lower than 400m).



Grain size of present rivers bars

The Siwaliks hills are drained by many small transverse rivers (Fig. 1b), with drainage areas of 15 to 60km². Most of these rivers only drain the frontal relief (Siwaliks Hills), except for the Bagmati River (drainage area of 2500km²), which also drains the Mahabarat Range (metasediments of the Kathmandu klippe). Some rivers, such as the Churre River, drain mainly coarse upper Siwaliks units. On the contrary, the Lakhandehi River essentially drains fine grained middle Siwaliks units. At the outlet of the range all these rivers abruptly form a very wide system of braided pebble-covered channels which spread on extensive coalescent low-gradient alluvial fans. Channels progressively become meandering on the outer fans, which stretch 40 to 70km toward the south before being absorbed by mega fans of the Gandak River and the Kosi River [Sinha et al., 2005] (Figure 38 a, p. 110).

The evolution of grain size was measured in a dozen rivers, but emphasis will be given to the Churre River where denser measurements were made (Figure 41 a, p.115). In the upper part of the Churre River watershed, where the river drains upper Siwaliks conglomerates, the D_{50} in braided channels is equivalent to the D_{50} of the sedimentary source rock, or slightly lower (Figure 43 a, p. 118). Where draining middle Siwaliks sandstones, the D_{50} in the river channel does not change because sandstone gravel contribution is minor, except a few large and easily erodible boulders. The majority of fine particles supplied by these units do not contribute to the bedload, but travel mostly as suspended load. Like other Siwaliks rivers, at the outlet of the range the Churre River spills onto a wide alluvial fan and divides into three branches. Further downstream, in the Terai plain, the D_{50} and D_{10} remain almost constant for 12km (D_{50} between 10 and 20mm), while the D_{90} decreases progressively by a factor 2. Between 12km and 16km downstream of the topographic front, the D_{50} rapidly drops from 20 to 0.2mm (fining ratio ~100), whereas the D_{90} decreases from 80 to 0.5mm (fining ratio ~160), and the D_{10} from 1 to 0.09mm (fining ratio ~11). Across the SGT the D_{50} values are, however, scattered and may vary over a wide size range. Downstream of the SGT, the fining of particle size is much less pronounced than at the SGT, since the D_{50} decreases only from 0.2mm to 0.1mm over a distance of 20km.

The evolution of grain size along other river profiles similarly shows a rapid SGT (Figure 41 b c d, p.115), whose shape seems insensitive to the watershed size or to the grain size of source rocks. In the Churre, Bakeya and Ratu watersheds, where the source of sediment is in the majority conglomeratic (conglomerate / sandstone outcropping surface ratio = $c/s = 1$ to 2), the D_{50} of the alluvium drops by a factor of 100-200 over distance of nearly 4km. In the Lakhandehi River, which drains mainly sandstone ($c/s=0.3$), the mean D_{50} in river bars is clearly lower than 10mm in the upper reaches. However, this river also presents a sharp SGT (3-4km long with a D_{50} fining ratio of ~30), 8-10km downstream of the MFT (Fig. 3c). All the rivers studied in central Nepal, even the larger rivers such as the Bagmati River, indicate that the beginning of the SGT is usually located 8 to 16km downstream of the MFT, and that the length of

the SGT zone reaches 4 ± 2 km. An observation also confirmed for much larger trans-Himalayan rivers: the Kosi, or Ganga rivers, which drain watersheds of several tens of thousand of km^2 within Himalayan topography and which build enormous alluvial mega fans (Fig.1a), seem also to display an SGT 15 to 20km downstream the outlet of the range [Gole and Chitale, 1966; Shukla et al., 2001].

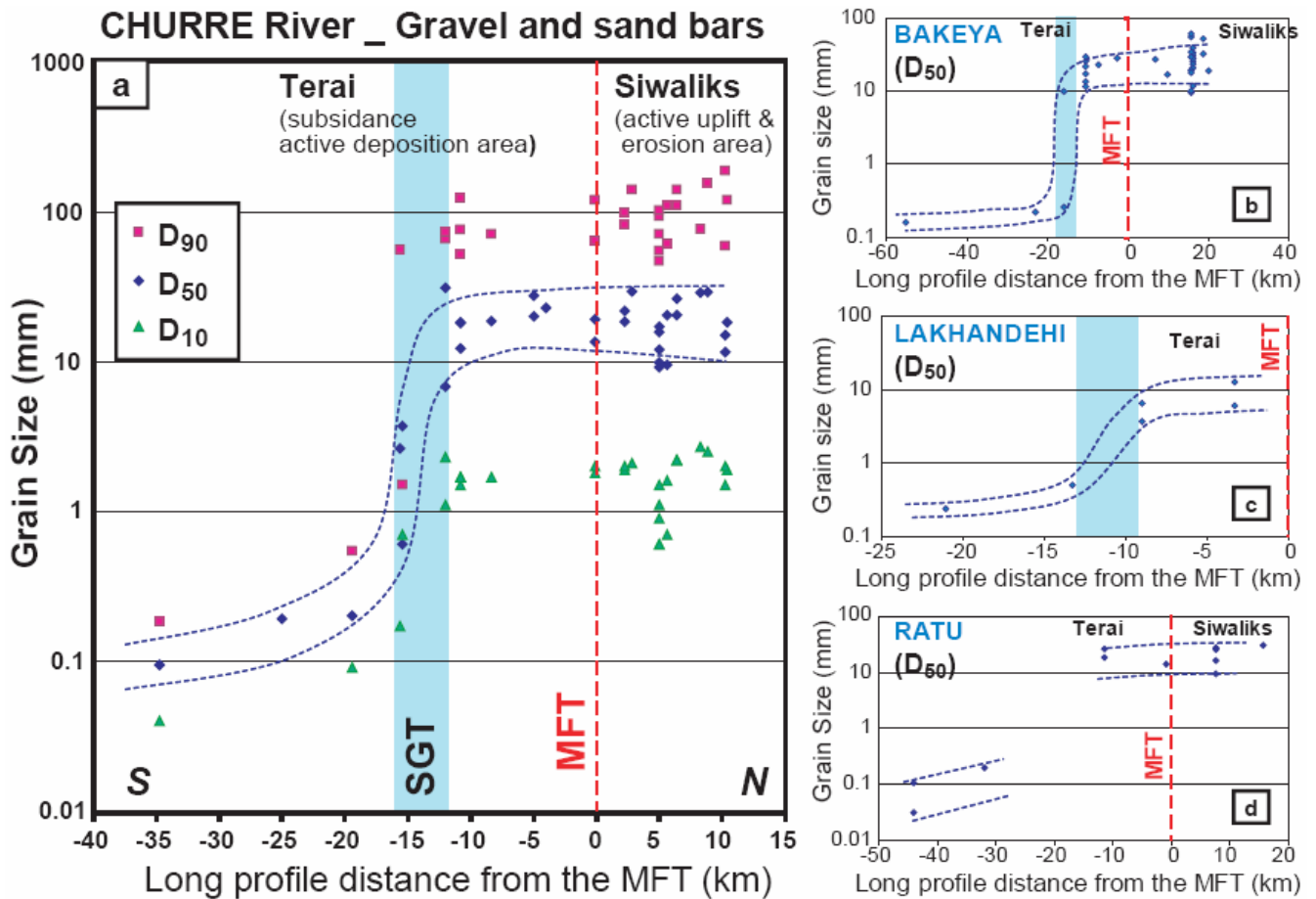


Figure 41 : Grain size evolution along modern rivers.

(a) Grain size measurements in gravel or sand bars deposits along the Churre River shows a sharp transition between gravel-covered channel reaches and sand-covered channels reaches. The D₅₀ remains constant from the source in hilly areas to 12km downstream the topographical front, in the Terai plain, and then drops in a 4km long transitional reach. Similar rapid transition, with a 2 orders magnitude grain size decrease is observed along the Bakeya (b), Lakhandehi (c) and Ratu (d) floodplains.

Discussion - Conclusion

Sharp SGT have been observed in several fluvial systems worldwide and have been generally related to a break in slope, a local base level control, an excess in sand supply or abrasion/breakdown of fine gravel [Smith and Ferguson, 1995; Knighton, 1999]. The physics of the process is, however, still debated and several attempts have been made to propose models of sediment motion that explain rapid grain sorting along river profiles [Wilcock, 1998].

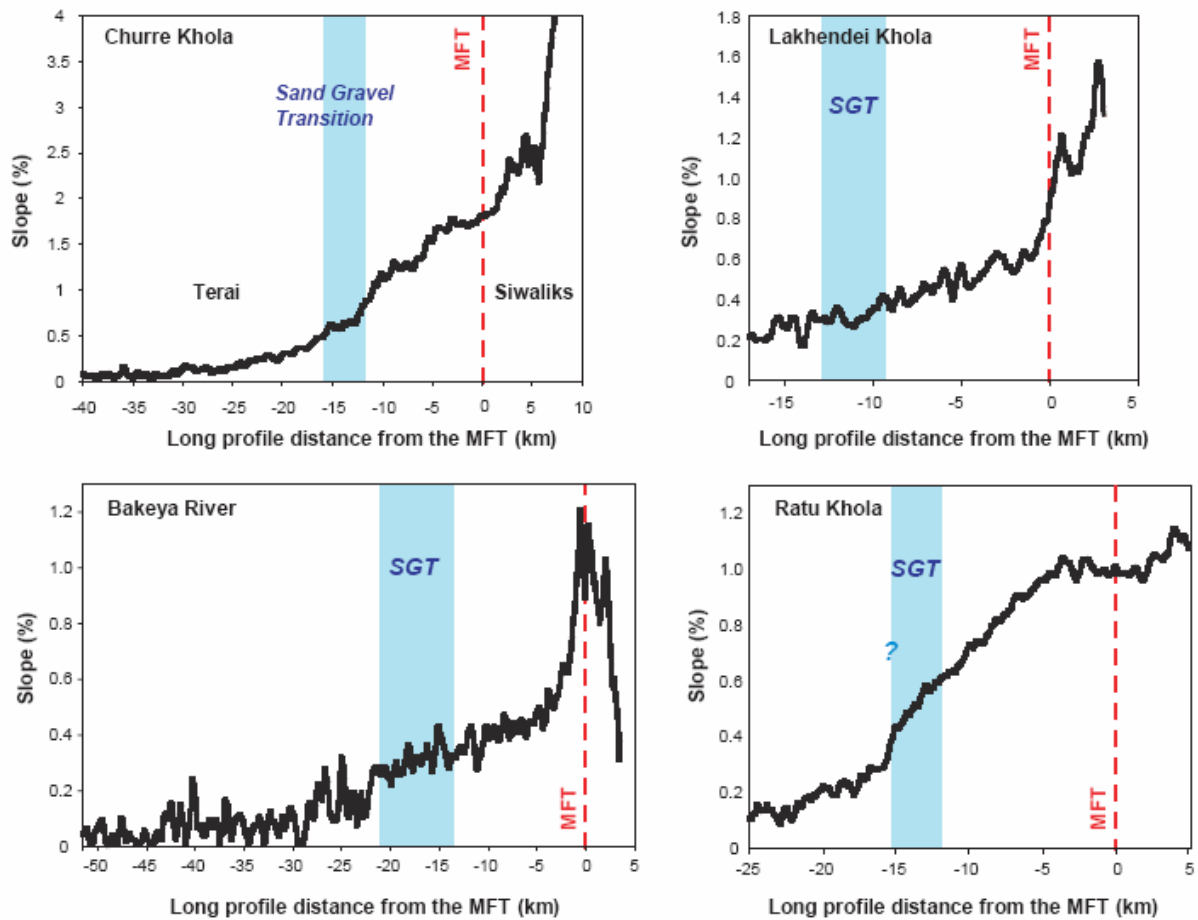


Figure 42 : River profiles and locations of the sand gravel transition.

Profiles of the channel gradients of the four studied Himalayan rivers. The location of the sand gravel transition (SGT) along these rivers is independent of any local change in channel slope, or local sediment input... Along the Ratu Khola, where sampling points are quite separated, the location and length of the SGT have been constrained by morphologic arguments (during dry period, the water is mostly drained in subsurface where the channel is paved with gravels. In contrast, surface flow is well expressed where channels are draining on silty to sandy material).

Along the studied rivers, channel slope usually linearly decreases from the topographic front to the end of the SGT (Figure 42). Downstream of the SGT the slope generally decreases more slowly, but neither a sharp break in slope, nor a specific base level control around the transition zone, nor an apparent excess sand supply are observed. In addition the relatively constant D_{50} between the sediment source and the SGT indicate no role of pebble abrasion/breakdown in the SGT formation.

We therefore propose that the distance up to which gravels are dominant in bedload is probably internally controlled by the available flux of gravels at the outlet of the Himalayan belt, by grain sorting processes during sedimentation in the Gangetic plain and non-linear selective transport of the two-fractions of sediment load [Wilcock, 1998]. For this latter process, as suspected by Smith and Ferguson [1995] in other settings, the bimodal nature of the sediment load, which arises for present rivers from the grain size contrast between conglomerate and sandstone units in the source rocks, could play a determinant role in the SGT sharpness.

In Siwaliks series, geomorphic conditions such as break in channel slope cannot be reconstructed. Time constraints on the SGT help, however, to discriminate the nature of this transition. The age of the SGT can be estimated from magnetostratigraphic studies at <5Ma in the Bakeya section [Harrison et al., 1993] and at ~3Ma in the Ratu section [Gautam and Rösler, 1999]. However, these ages are insufficient to determine precisely if the time of SGT varies laterally or not between the studied sections. Further west in central Nepal, magnetostratigraphic dating of the SGT in the Siwaliks hills varies from 6.5Ma in the northern inactive Siwaliks belt, to 3-4Ma across the frontal and southern Siwaliks belt in the Binai-Arung section [Tokuoka et al., 1986]. In the Himachal Pradesh foreland (northwestern India) Brozović and Burbank [2000] have similarly shown that the dating of this kind of facies transition can vary by 2-3Myr across distances of 20-30km perpendicular to the Himalayan chain. The diachronism of identical lithofacies boundaries along the Siwaliks indicates that a single sedimentary event linked to an external regional forcing (climatic or tectonic) can probably not explain the sharp grain size transitions observed in the Siwaliks.

In contrast, the observation that the SGT is similar in modern channels and in the Pliocene Siwaliks, with a very consistent D_{50} fining ratio of ~100 across the transition (Figure 43 a, p. 118), strongly suggests that Siwaliks sediments have been deposited by paleo-rivers whose dynamics were similar to those of the present Teraï plain rivers, and that in both cases the SGT has an internal origin.

The sudden appearance of pebbles in the basal part of the upper Siwaliks in our sections would reflect the crossing of the sharp SGT observed in present rivers. If so, the progressive southward progradation of sedimentary facies in the Himalayan foreland basin, due to the southward migration of the Himalayan orogenic load and associated Indian plate flexure [Lyon-Caen and Molnar, 1985] (Figure 43 c, p. 118), is expected to induce the southward migration of the SGT through time and a low obliquity of the SGT relative to the stratification.

A north-south progradation of the SGT, with younger age toward the south, are indeed identified further west along the Binai-Arung cross sections [Tokuoka et al., 1986]. In addition, the correspondence between time evolution in a vertical sedimentary sections and horizontal evolution in a subsiding and prograding foreland basin leads to the following relation between the vertical subsidence rate V_s , the horizontal facies migration rate V_{fm} , the length, L_t , and thickness, T_t , of the SGT (Figure 43 a, p. 118):

$$V_s / V_{fm} = T_t / L_t \quad (1)$$

At the front of the Siwaliks, V_s and V_{fm} have been estimated for the last 10Ma, as roughly constant, with $V_s = 0.4$ to 0.5mm.yr^{-1} [Harrison et al.,1993; Gautam and Rösler, 1999] from magnetostratigraphy, and $V_{fm} \approx 15\text{mm.yr}^{-1}$ [Lyon-Caen and Molnar, 1985] from onlap migration.

Consequently, if the thickness of the SGT in the Siwaliks series measures around 100m, which corresponds to a vertical accumulation over about 0.2Myr, the equivalent horizontal facies migration for the same duration, i.e. in steady conditions the length of the SGT, would reach ~4km. This rough value (second-order compaction effects are not taken into account) is very consistent with the mean length of the SGT measured along present Terai plain rivers (Figure 43 c). This confirms that the river dynamics, the morpho-sedimentary setting, and the SGT origin, were relatively comparable during the Pliocene and today.

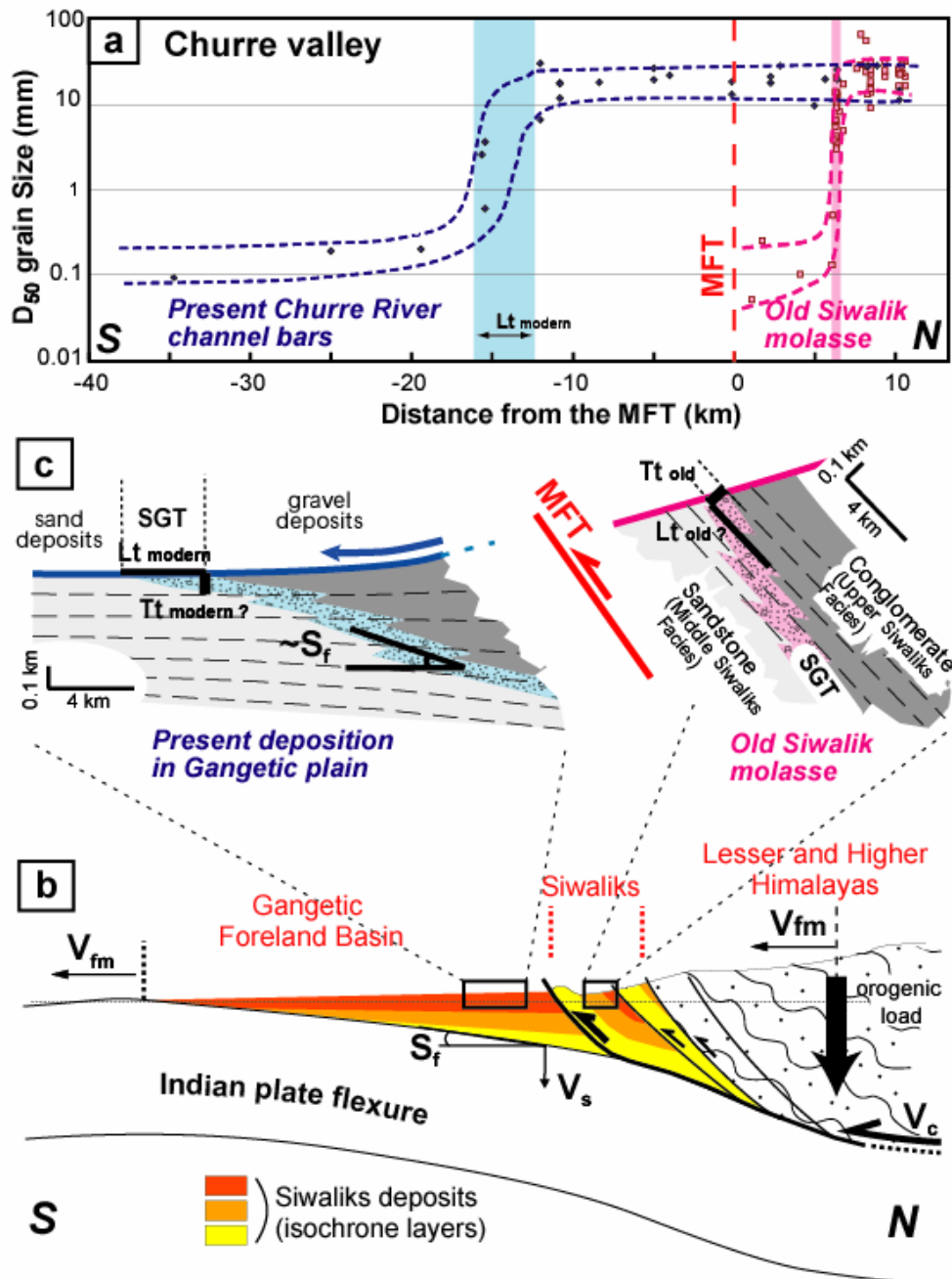


Figure 43 : Aggradation versus progradation of the gravel-sand transition, petrologic and geophysical evidences.

(Caption of Figure 43)

(a) Along the present channel of the Churre River, the D50 of rivers bars display a similar evolution as the D50 in old Siwaliks series. The horizontal length of the gravel-sand transition L_t modern in the river measures about 4km whereas the vertical thickness of the equivalent transition T_t old in molasses deposits only reaches 100m.

(b) In a context of orogenic building and convergence (at a rate V_c), the southward migration of the mountainous wedge that flexed the Indian plate induces subsidence (at a rate V_s) and facies migration (at a rate V_{fm}) in the foredeep basin. The interplay between subsidence and facies migration reflects into the relation between length and thickness of the gravel/sand transition, and is expressed through the relation $T_t / L_t = V_s / V_{fm}$.

(c) If we hypothesize that grain size transitions in old (right) and modern (left) Siwaliks deposits have the same hydrological origin, we therefore expect $L_t \text{ old} = (V_{fm}/V_s) \cdot T_t \text{ old}$, to be similar to modern value of the transition length $L_t \text{ modern}$.

Above Himalayan case-study therefore illustrate the danger of systematically attributing a rapid grain size increase in molasse series to climatic and tectonic change, or a change in watershed organisation. Such sedimentological observations have to be considered carefully in association with paleobotanical, geochemical or thermochronological data, or considering the structure and ages of the sedimentary deposits on a large scale (such as in northern Pakistan [Burbank et al., 1988]). In contrast, further investigation on selective transport could help to use the SGT observed in old molassic series in evaluating the relative balance between regional aggradation rate, flux of coarse material delivered by an orogenic source, and facies migration rates in the foreland basin.

7 **RESULTAT 2 : Modélisation du flux de sédiment dans les bassins versants**

Il nous reste à estimer le volume de sédiments transportés par les rivières. Comme nous l'avons annoncé dans le paragraphe « Modélisation du volume de sédiments transporté » (p. 45), nous avons d'abord cherché à quantifier les flux à partir des taux d'incision. Toutefois nous proposons également une méthode alternative.

a Estimation du flux long terme de sédiments à partir du soulèvement

Sur le long terme, la topographie des Siwaliks peut être considérée comme en équilibre stationnaire avec une érosion égale au soulèvement (Chapitre I). Or le soulèvement peut être estimé à partir de considérations de cinématiques de pli [Lavé et Avouac, 2000], la géométrie de la rampe du MFT étant assez simple. Ainsi, nous disposons d'une carte du soulèvement, et donc à priori d'une carte de l'érosion (Figure 44). En supposant que l'équilibre reste valable sur la période Holocène terminal, nous pouvons estimer le flux moyen de matière parvenant en amont des gorges en intégrant les valeurs d'érosion à l'échelle d'un bassin versant. Il est même possible d'aller encore plus loin car la granulométrie des molasses Siwaliks en place correspond effectivement à celle de la charge transportée par les rivières (cf. « RESULTAT 1 : Comparaison de la granulométrie et des lithofaciès entre les molasses Siwaliks et les alluvions actuelles, interprétation de la transition sable-gravier », p. 108). Connaissant la répartition spatiale des différents faciès et leurs spectres granulométriques relatifs grâce à nos transect à travers les Siwaliks, nous pouvons calculer le flux de sédiments par classes granulométriques :

$$\varphi_s(D) = \int_A (1 - p_c) * f(D, x) * U(x).dx$$

Équation 7 : Flux de sédiment calculé à partir du soulèvement des Siwaliks.

$\varphi_s(D)$ le flux de sédiments dans la classe granulométrique D .

$f(D)$ la fraction moyenne de la classe granulométrique D des conglomérats Siwaliks supérieurs.

p_c est la porosité moyenne des conglomérats.

$U(x)$ est le soulèvement (« uplift ») en un point donné.

L'ensemble des sédiments produits par l'érosion des petits bassins versant des Siwaliks est transféré rapidement dans le bassin d'avant pays, il n'y a pas de « stockage ».

Suivant cette démarche nous obtenons un flux total moyen de sédiments (φ_s) de $1*10^{E6}$ à $1.2*10^{E6} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ pour le bassin versant de la **Bakeya**, dont approximativement 15% provenant des Siwaliks supérieurs (conglomérats). **Le volume de sédiments grossiers transportés sous forme de charge de fond les gorges de la Bakeya ($\varphi_{s_grossier}$) atteindrait donc environ $0.16*10^{E6}$ à $0.18*10^{E6} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.**

Dans un bassin plus petit comme celui de la Churre nous obtenons un flux total inférieur à $0.2 \cdot 10^6$, dont environ 50% provenant des Siwaliks supérieurs.

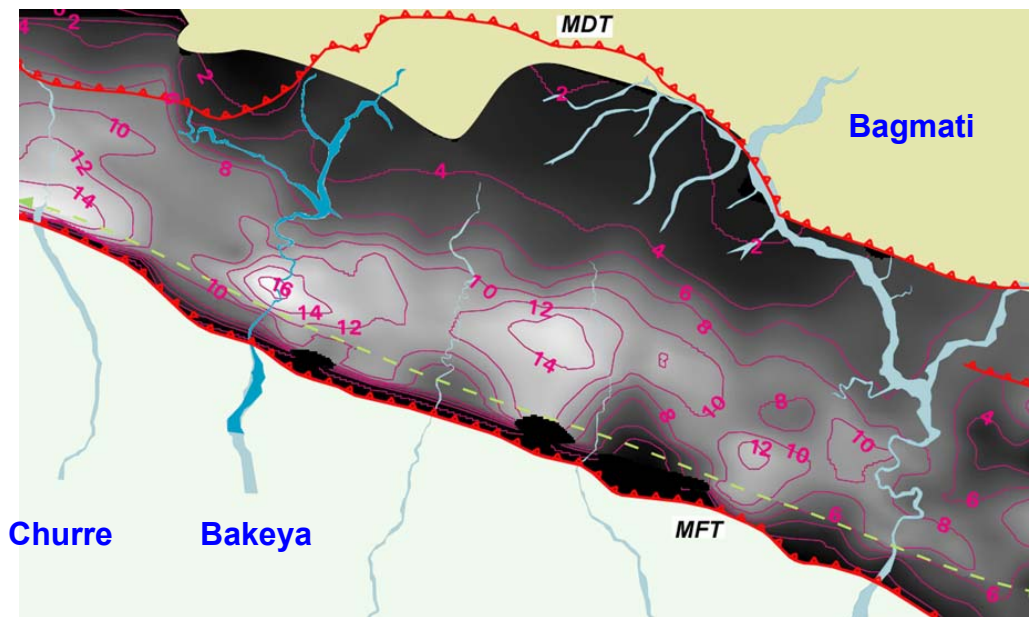


Figure 44 : Carte du soulèvement dans les Siwaliks d'après Lavé et Avouac [2000].

Les isolignes correspondent aux valeurs de soulèvement (en mm.an⁻¹). En fait à court terme et à petite échelle cette carte ne peut pas être considérée comme le reflet exact de la carte d'érosion, même si le relief est considéré être en équilibre stationnaire. Toutefois, les valeurs de soulèvement moyennées à l'échelle d'un bassin versant sont certainement bien représentatives des taux d'érosion, d'autant plus que la plupart des lithologies sont très peu consolidées. Notons que les gorges de la Bakeya se situent dans un environnement particulièrement actif.

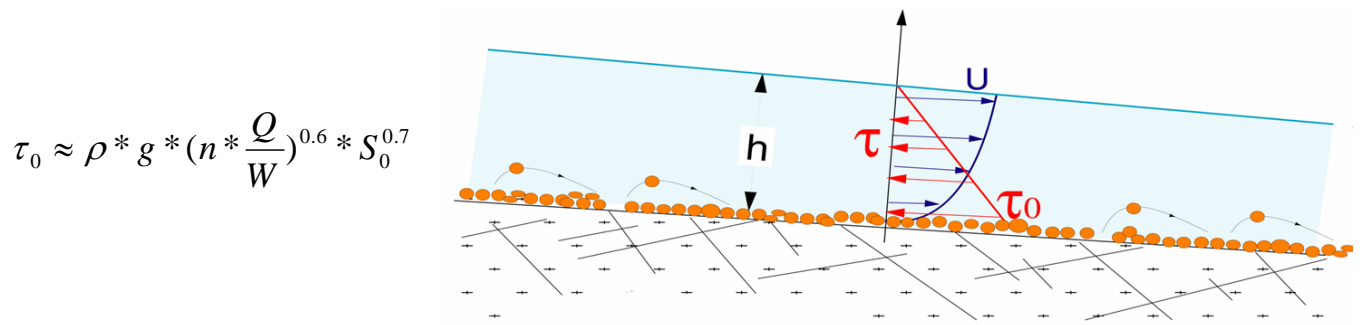
b Estimation du flux potentiel par intégration des capacités de transport

La mise en mouvement d'une particule dans un flux d'eau dépend à la fois des conditions hydrologiques et de sa taille. A partir de ces paramètres il est possible de définir une **capacité de transport** de la rivière, autrement dit le volume de sédiments potentiellement transportés.

- **Bases de la théorie du transport de sédiment dans les rivières**

- « shear stress » et « Shield stress »

Les forces qui contrôlent le mouvement de l'eau dans une rivière sont d'une part les forces de gravité, ou forces motrices, et d'autre part les frottements induits par les parois du lit, ou forces résistives. Il est possible de définir une contrainte cisailante exercée par le fluide en mouvement sur les parois. Lorsque $W \gg h$ l'expression de cette résistance à l'écoulement prend la forme approchée (Équation 8 pour un écoulement uniforme) :



Équation 8 : Approximation de la contrainte cisailante basale dans le lit d'une rivière (« shear stress »).

τ est la contrainte cisailante dans le fluide et τ_0 le cisaillement basal (maximal).

ρ est la masse volumique du fluide.

g est l'accélération de la gravité à la surface de la Terre.

n est le coefficient de Manning.

Q est le débit.

W est la largeur de la rivière.

S_0 est la pente.

h est la hauteur d'eau.

U est la vitesse du fluide qui est minimale à la base de l'écoulement à cause des frottements avec le fond rugueux.

L'écoulement est considéré uniforme.

Le transport de la charge de fond est représenté sur l'illustration de droite. Les plus grosses particules sont charriées sur la base du chenal (contrainte cisailante maximale).

Parallèlement aux relations qui régissent l'écoulement des eaux dans la rivière, il est possible d'établir des lois de transfert des sédiments. Le transport des sédiments s'effectue sous deux formes : d'une part par **suspension des particules les plus fines** et d'autre part par **charriage de la charge de fond plus grossière**.

Deux types d'approche ont été tentées pour décrire et quantifier le transport des sédiments par les rivières : l'approche théorique ou physique [Wiberg and Smith, 1989] et l'approche semi-empirique [e.g. Einstein 1950 ; Bagnold, 1973 ; Chang, 1988 ; Parker et Klingemann, 1982]. De fait, il existe plusieurs, voire des centaines de lois empiriques ou semi-empiriques pour quantifier le transport des sédiments. Cependant elles possèdent presque toutes dans leur expression une **valeur seuil** ou **valeur critique** en deçà de laquelle le transport des sédiments devient nul. Pour mettre en mouvement un galet de diamètre D , les forces hydrodynamiques doivent surpasser les forces gravitaires et de friction. Le mouvement s'initie donc pour une valeur **seuil des forces tractives** exercée par le fluide en mouvement.

Le « Shield stress » est la contrainte de cisaillement basale adimensionnelle. Cette contrainte permet de déterminer la mise en mouvement des particules, elle dépend de leur taille et de la contrainte cisailante basale dans le chenal (Équation 9). Elle s'applique surtout dans le contexte d'un écoulement rugueux [Ikeda, 1982]. Finalement, le « Shield stress critique » τ^*_c au-delà duquel une particule est mise en mouvement est le même quel que soit la taille de la particule, cette valeur étant comprise entre 0.03 et 0.06 selon les auteurs. Au-delà de cette valeur nous parlons de « Shield stress en excès ».

$$\tau^* = \frac{\tau_0}{(\rho_s - \rho_w) * g * D}$$

Équation 9 : Le « Shield stress », contrainte cisailante adimensionnelle.

τ^* est le Shield stress.

τ_0 est la contrainte cisailante basale (Pa).

ρ_s et ρ_w sont les masses volumiques des sédiments et de l'eau (2700 et 1000 kg.m³).

g est l'accélération de la gravité à la surface de la Terre.

D est le diamètre des la particule.

Par approximation, D peut être remplacé par le D_{50} d'un groupe de particules différentes.

➤ Loi d'entraînement des grains

A partir de la notion de Shield stress de nombreuses lois empiriques ou semi empiriques de transport de la charge de fond ont été développés. Nous avons choisi d'appliquer l'une des plus classique, celle de Meyer-Peter et Muller [1948].

$$\phi = \frac{q_c}{(R_b * g * D_{50}^3)^{1/2}} = 8 * (\tau^* - \tau_c^*)^{3/2}$$

soit :

$$q_c = 8 * (\tau^* - \tau_c^*)^{3/2} * (R_b * g * D_{50}^3)^{1/2}$$

avec :

$$R_b = \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$$

$$\tau_c^* = 0.047$$

Équation 10 : Loi d'entraînement des grains de Meyer-Peter et Muller [1948].

Φ est un paramètre adimensionnel correspondant au flux de sédiments.

q_c est la capacité de transport par unité de largeur (exprimée en m²/s).

R_b est la densité relative du sédiment.

τ_c^* est le seuil de mise en mouvement du sédiment pour cette loi.

q_c est le paramètre que nous cherchons à extraire de la relation de Meyer-Peter et Muller.

Il est important de noter que ces lois caractérisent la **capacité maximale de transport** q_c , supérieure ou égale à la **charge sédimentaire transportée réelle** q_s qui dépend du stock de sédiments grossiers disponible. La plupart d'entre elles possèdent un comportement asymptotique en $q_c = \tau^b$ avec b voisin de 1.5 en général.

- **Calcul pour les gorges de la Bakeya**

A partir des relations obtenues précédemment, il devient possible de calculer le flux maximal (potentiel) de sédiments grossiers indépendamment de l'estimation effectuée à partir du taux de soulèvement, en intégrant la capacité de transport de la rivière sur l'ensemble des crues (Équation 11). De ce fait on peut écrire pour le flux de charge de fond à l'amont des gorges :

$$\varphi_{c_grossier} = C * W * \int_{Q_{min}}^{Q_{max}} f_1(Q) * q_c(Q, W, S, D_{50}) . dQ$$

avec

$$C = 365 * 24 * 3600$$

Équation 11 : Flux potentiel de sédiment en amont de gorges de la Bakeya, calculé à partir de la capacité de transport de la rivière.

ATTENTION, compte tenu des limitations de l'Équation 8, l'Équation 9, et l'Équation 10, ce calcul n'est valable que pour le transport de particules grossières par la charge de fond. Il est appliqué sur la partie amont des gorges.

φ_c est la capacité de transport annuelle. Il s'agit du volume maximum potentiel de sédiments transportés ($m^3.an^{-1}$).

C est une constante temporelle (31536000 s ~ 1 an).

W est la largeur de la rivière.

q_c est la capacité de transport définie dans l'Équation 10.

Q est un débit.

$f_1(Q)$ est la loi de distribution en fréquence d'un débit Q par an, telle que $\int_{Q_{min}}^{Q_{max}} f_1(Q) dQ = 1$

Dans le cas de la Bakeya, et à partir d'une loi de distribution des débits calée sur les mesures au pont en 2006 (Figure 7, p. 40), nous obtenons un volume de sédiment potentiel transporté par la rivière de $0.16*10^{E6} m^3$, soit une valeur en accord avec la méthode basée sur le soulèvement à long terme (Équation 7). Nous obtenons $\varphi_{c_grossier} \sim \varphi_{s_grossier}$. Même si l'incertitude sur nos deux estimations est importante²³, les deux calculs confirmeraient un flux moyen d'au moins $1.5*10^{E6} m^3$ de sédiment grossiers et indiqueraient que la Bakeya transporte au maximum de sa capacité en amont des gorges, et serait donc en régime du type « transport limited » ($Q_c = Q_s$, voir le Chapitre I). Ce comportement paraît normal pour une rivière s'écoulant sur un lit « alluvial » non cohésif : le substratum molassique grossier Siwaliks supérieurs présent dans le bassin versant amont serait donc suffisamment

²³ Les causes d'incertitude sont nombreuses : incertitude sur la validité des cartes de soulèvement à court terme et à l'échelle de l'holocène final, incertitude sur l'extension des faciès grossiers dans les Siwaliks et sur leur granulométrie à l'échelle du bassin versant, incertitude sur les lois de transport et leur validité dans notre contexte, incertitude sur la représentativité de la courbe de distribution des débits de la mousson 2006, et cætera. Cette problématique devra faire l'objet d'une modélisation plus poussée dans les années à venir, en fonction des nouvelles données disponibles.

Notons que la concordance des résultats entre les deux méthodes semble également confirmer le caractère « moyen » de la mousson 2006, en terme d'intensité des crues, pour le bassin versant de la Bakeya.

meuble pour être érodé au maximum de la capacité de transport de la rivière, compte tenu des paramètres morphologiques actuels (rappelons que la Bakeya est en érosion tout au long de son parcours dans les Siwaliks). **Cette conclusion nous sera très utile dans le Chapitre IV pour déterminer un flux de sédiment théorique dans les gorges à tout instant quelle que soit le débit de la Bakeya.** En outre elle soulève des problèmes théoriques intéressants (qui ne seront pas développés dans ce manuscrit, sauf brièvement à la fin du Chapitre IV), dans le sens où la Bakeya est unanimement considérée comme une « bedrock river », au moins dans la partie aval des gorges où le substratum induré affleure largement. Cette classification « à priori » de la Bakeya n'est pas en accord avec toutes les définitions d'une rivière à fond rocheux ($Q_c > Q_s$ ne semble pas respecté, voir le Chapitre I).

CHAPITRE III

Détermination des propriétés mécaniques du substrat rocheux des rivières dans les Siwaliks (bassins de la Bakeya et de la Ratu)

TABLE DES MATIERES DU CHAPITRE III

A. Mesure de l'érodabilité en laboratoire.....	134
1 Les dispositifs expérimentaux de simulation des processus d'érosion fluviatile	135
• Le petit dispositif	135
• Le grand dispositif	135
2 Protocole expérimental de mesure de l'érodabilité.....	137
• Préparation des galets de grès Siwaliks	137
• Utilisation de galets cristallins abrasifs.....	137
• Mesure de la vitesse du fluide et de la vitesse des galets.....	137
• Mesure de la perte de masse pendant l'expérience.....	138
• Calcul de l'érodabilité.....	138
3 Expériences réalisées et résultats	139
B. Caractéristiques pétrologiques et mécaniques des grès Siwaliks.....	142
1 Pétrologie sédimentaire des grès Siwaliks.....	142
a Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès	142
• A l'échelle macroscopique.....	143
➤ Les grès.....	143
➤ Les pélites (consolidées), les lutites (non consolidées)	145
➤ Les argilites.....	145
➤ Formes altérées et fracturées.....	145
• A l'échelle microscopique.....	146
➤ Minéralogie.....	146
➤ Cimentation.....	147
➤ Fracturation, altération	148
b Densité, porosité	148
• Densité	148
• Porosité libre par saturation	149
• Estimation de la porosité à partir de la densité	150
• Résultats.....	152
c Degré de cimentation carbonatée.....	156
• Protocoles expérimentaux.....	156
➤ Mesures de la calcimétrie par dégagement de CO ₂ pendant l'attaque acide	156
➤ Mesures de la calcimétrie par perte de masse pendant l'attaque acide.....	156
• Résultats.....	157
➤ Teneurs en carbonate	157
➤ Relation avec la porosité de la roche	157
d Vitesse de propagation des ondes P.....	158
• Significations des variations de vitesse des ondes P dans une roche.....	158
• Protocole expérimental	160
• Résultats.....	161
➤ Gamme de vitesses apparentes observées, hétérogénéité des échantillons.....	161
➤ Anisotropie des grès.....	162
➤ Effet de la saturation	163
➤ Corrélation avec la porosité et la densité de la roche.....	164
➤ Indice de continuité, porosité, fracturation	164
e Granulométrie	166
2 Résistance mécanique des grès siwaliks.....	168
a Contexte et objectif des mesures.....	168

•	Quels paramètres mécaniques à étudier ?	168
•	Importance de l'orientation de la fabrique des échantillons	170
•	Importance de l'hydratation des échantillons	170
•	Autres remarques sur les essais mécaniques	171
b	Mesure de la résistance à la traction en laboratoire par fendage	172
•	Protocole expérimental	172
➤	Principe général	172
➤	Préparation des échantillons	174
➤	Outils utilisés	174
➤	Type d'essais réalisés et orientation des éprouvettes	174
•	Résultats généraux	175
➤	Résistance à la traction « brésilienne » dans les grès Siwaliks	175
➤	Dispersion des données, effet des corrections d'écrasement ou de proportion	176
•	Relations entre la Rtb de type T sur éprouvette sèche et la pétrologie	176
➤	Effet de la porosité sur la Rtb	176
➤	Origines de la dispersion sur la relation porosité versus Rtb	177
➤	Effet de la densité sur la Rtb	179
➤	Relations entre les vitesses des ondes P et les valeurs de Rtb	179
•	Effet de la saturation et de l'orientation du litage sur la Rtb	179
➤	Comparaison entre les essais saturés et non saturés, influence de la teneur en carbonates	180
➤	Comparaison entre les essais T, LL	181
➤	Autre observations	182
c	Mesure de la résistance à la compression uniaxiale	183
•	Protocole expérimental	183
➤	Principe général	183
➤	Préparation des échantillons	184
➤	Outils utilisés, détails sur les expériences	184
➤	Relations déformations – contrainte et calculs du coefficient de poisson et du module d'Young	184
•	Résultats généraux	186
•	Corrélations avec les propriétés pétrologiques et la Rtb	187
d	Mesure de la résistance mécanique sur le terrain avec un scléromètre	189
•	Description de l'appareil de mesure, signification du rebond de Schmidt	189
➤	Fonctionnement du scléromètre à béton et mesure du « rebond »	189
➤	Signification physique de la valeur rebond et contraintes expérimentales	190
➤	Protocole de mesure, biais et corrections	191
•	Résultats généraux	192
•	Corrélations avec les propriétés pétrologiques, la Rtb, et l'UCS	192
C.	Bilan général pétrologique et mécanique	195
1	Rappel sur les différentes méthodes de caractérisation pétro-mécaniques employées	195
2	Corrélations entre la pétrologie, les propriétés mécaniques des roches, et l'érodabilité	198
a	Corrélations de premier ordre	198
•	Erodabilité versus porosité et densité	198
•	Erodabilité versus vitesse de propagation des ondes P	199
•	Erodabilité versus résistance à la traction brésilienne (Rtb)	200
•	Erodabilité versus résistance à la compression uniaxiale (UCS)	201
•	Erodabilité versus valeur du rebond (Schmidt hammer)	201
b	Corrélations de second ordre	202
•	Erodabilité et teneur en carbonate	202

•	Erodabilité et granulométrie	204
•	Erodabilité et fissuration	205
c	Bilan sur la prévision de l'érodabilité d'une roche	206
•	Récapitulatif des relations entre les propriétés pétro-mécaniques et l'érodabilité	206
•	Confrontation des données à la loi proposée par Sklar et Dietrich [2004]	207
3	Autres conclusions sur la résistance des grès Siwaliks	208
a	Ciment et cohésion des grains	208
b	Argiles et altération	209
c	Litage	210
d	Résistance des grains	210
e	Perspectives	211
4	Réalisation de coupes transversales dans les grès Siwaliks, conclusions sur l'hétérogénéité des grès	212
a	Transect « $[CaCO_3]$ » et « porosité », origine du ciment carbonaté	213
➤	Confrontation des transects « $[CaCO_3]$ » et « porosité », porosité « originelle »	213
➤	Précipitation du ciment carbonaté	214
b	Transects « résistance à la traction brésilienne » et « marteau de Schmidt »	215
c	Transect « érodabilité »	215
•	Erodabilité mesurée	215
•	Transect de l'érodabilité calculée à partir du rebond de Schmidt	215

TABLE DES ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE III

FIGURES

Figure 1 : Les dispositifs expérimentaux de simulation de l'érosion d'après Attal [2003].	136
Figure 2 : Distribution des érodabilités dans les grès Siwaliks (Népal Central, région de la Bakeya).	139
Figure 3 : Reproductibilité et dispersion des mesures d'érodabilité.	140
Figure 4 : Exemples de galets façonnés présentant une érosion « anormale ».	141
Figure 5 : Le ciment carbonaté dans les grès Siwaliks à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon. .	144
Figure 6 : Calibration de la porosité mesurée par densité par rapport à la porosité mesurée par saturation.	151
Figure 7 : Corrélation entre la densité de la roche et la porosité ouverte par saturation.	152
Figure 8 : Variations de la relation porosité versus densité, effet de la lithologies des grès.	154
Figure 9 : Variation de la relation porosité versus densité, effets de l'hétérogénéité des échantillons.	155
Figure 10 : Influence des discontinuités sur la vitesse de propagation des ondes P.	159
Figure 11 : Mesure de la vitesse de propagation des ondes P sur des éprouvettes de roche.	161
Figure 12 : Variation de la vitesse apparente transversale de propagation des ondes P sur une carotte taillée longitudinalement dans le plan du litage en fonction de l'orientation du dispositif, influence du litage. .	163
Figure 13 : Relation V_p versus porosité.	164
Figure 14 : Abaque de caractérisation de la porosité en fonction de l'indice de continuité I_c [Fourmaintraux, 1975]	165
Figure 15 : Champs de pression et de contrainte σ_{xx} prévus par la Théorie de Hertz lors d'un impact. ...	169
Figure 16 : Dispositif expérimental de l'essai « brésilien », petite presse Tri-Scan 50 du laboratoire 3S.	173
Figure 17 : Les trois dispositions possibles de l'éprouvette par rapport au litage de l'échantillon lors d'un essais brésiliens.	175
Figure 18 : Relations porosité versus R_{tb} et densité versus R_{tb}	177

Figure 19 : Influence de la teneur en carbonate et de la « fracturation » sur la relation porosité versus Rtb.	178
Figure 20 : Relations densité versus Rtb et vitesse des ondes P versus Rtb.	179
Figure 21 : Relations Rtb roche sèche versus $[CaCO_3]$ et Rtb roche saturée versus $[CaCO_3]$.	180
Figure 22 : Influence de la saturation et de l'orientation de l'essai sur la relation porosité versus Rtb.	181
Figure 23 : Contraintes lors d'un essai uniaxial (représentation en 2D).	183
Figure 24 : Courbes de déformation de l'éprouvette au cours de l'essai uniaxial.	184
Figure 25 : Application de la loi de Hooke dans le domaine de déformation élastique.	185
Figure 26 : Relation UCS versus E, classification de Deere et Miller [1966].	186
Figure 27 : Relations entre UCS, E, et les autres paramètres pétrologiques et mécaniques.	187
Figure 28 : Schémas fonctionnels d'un marteau de Schmidt.	190
Figure 29 : Estimation de l'UCS d'après l'abaque de conversion du constructeur (Proceq [®]).	191
Figure 30 : Relations entre R_h et les autres paramètres pétrologiques et mécaniques.	193
Figure 31 : Erodabilité versus porosité.	199
Figure 32 : Erodabilité versus vitesse des ondes P.	200
Figure 33 : Erodabilité versus Rtb.	200
Figure 34 : Erodabilité versus rebond du marteau de Schmidt.	202
Figure 35 : Erodabilité versus teneur en $CaCO_3$.	203
Figure 36 : Influence de la granulométrie sur l'érodabilité d'une roche.	204
Figure 37 : Evolution des propriétés pétrologiques dans la pile sédimentaire.	212
Figure 38 : Evolution des propriétés mécaniques dans la pile sédimentaire.	213
Figure 39 : Comparaison des transects d'érodabilité calculés et mesurés.	216

TABLEAUX

Tableau 1 : Résultats du comptage et de l'observation des lames minces.	147
Tableau 2 : Dispersion des porosités et des densités entre les échantillons.	152
Tableau 3 : Coefficients de détermination entre les paramètres granulométriques et les autres propriétés pétrologiques.	167
Tableau 4 : Coefficients de détermination entre I_c , la porosité de fissure, et les autres propriétés pétrologiques.	167
Tableau 5 : Coefficients de détermination entre les différentes valeurs de vitesse des ondes P et de Rtb.	182
Tableau 6 : Synthèse sur les différentes méthodes employées.	196
Tableau 7 : Récapitulatif des corrélations entre les paramètres pétro-mécaniques.	197
Tableau 8 : Récapitulation des différentes relations avec l'érodabilité.	206
Tableau 9 : Erodabilités caractéristiques de quelques roches et minéraux (obtenues par Jérôme Lavé).	211

EQUATIONS

Équation 1 : Calcul de l'érodabilité d'une roche dans le dispositif expérimental.	138
Équation 2 : Calcul de la densité à partir des dimensions de l'éprouvette.	148
Équation 3 : Calcul de la densité suivant le principe d'Archimède.	149
Équation 4 : Calcul de la porosité libre.	150
Équation 5 : Calcul de la porosité à partir de la densité.	150
Équation 6 : Estimation de la vitesse de propagation du son (onde P) dans un matériau.	158
Équation 7 : Relation théorique entre l'érosion et les propriétés mécaniques d'une roche d'après Bitter [1963] modifiée par Sklar et Dietrich [2004].	168
Équation 8 : Calcul de la résistance à la traction brésilienne Rtb à partir de la force exercée par la presse.	173
Équation 9 : Augmentation du ratio « Rtb LL / Rtb T » avec la porosité dans les grès Siwaliks.	182

Équation 10 : Calcul du coefficient de Poisson.	186
Équation 11 : Calcul du taux de remplissage par le ciment et de la porosité initiale.	213

Détermination des propriétés mécaniques du substrat rocheux des rivières dans les Siwaliks (bassins de la Bakeya et de la Ratu)

La nature du substrat rocheux a une influence considérable sur les processus d'érosion à l'œuvre dans les rivières. La détermination des propriétés pétrologiques et mécaniques qui pourraient réguler l'incision fluviale dans les Siwaliks est un enjeu important de notre travail de thèse. Nous focaliserons cette étude sur l'exemple des grès partiellement consolidés qui affleurent presque partout sur le front de chaîne dans les gorges terminales de la Bakeya et de la Ratu.

Le concept « d'érodabilité » est au cœur de notre raisonnement : cette grandeur mesurable paraît la plus représentative des processus naturel d'abrasion fluviale. Cependant, les dépendances de ce paramètre empirique aux autres propriétés pétrologiques et mécaniques plus classiques (porosité, résistance à la traction ou à la compression, et cætera) sont mal comprises. **Le premier objectif de ce chapitre est d'éclaircir ces relations et de préciser la signification physique de l'érodabilité, au moins dans le cas particulier des roches granulaires.** Pour ce faire nous avons réalisé une étude complète sur la pétrologie et sur la résistance mécanique d'un échantillonnage de grès Siwaliks¹.

Nous chercherons d'abord à mettre en évidence des relations entre les différents paramètres mesurés et à interpréter l'origine physique de ces covariances. Nous tenterons également une approche de terrain susceptible de caractériser à priori l'érodabilité du substrat rocheux sans avoir à analyser des échantillons en laboratoire, et proposerons des alternatives à la mesure de l'érodabilité. Enfin nous présentons des transects à travers les chaînons Siwaliks illustrant la forte variabilité à toutes les échelles des grès dans la série sédimentaire du bassin d'avant pays. Ces résultats seront confrontés aux mesures d'érosion effectuées sur le terrain dans le chapitre suivant (Chapitre IV).

¹ Des détails sur notre démarche d'échantillonnage et une liste d'échantillons sont disponibles en ANNEXE III. Le point le plus important abordé dans cette annexe est la logique de fractionnement de chaque échantillon en trois séries de « sous-échantillons » dépendant du type de mesure à effectuer (fragments, galets façonnés, ou éprouvettes de roche).

A. Mesure de l'érodabilité en laboratoire

La notion d'érodabilité relève de la capacité d'une roche à s'éroder dans un contexte « naturel », c'est-à-dire sous l'effet d'impacts de particules transportées dans une rivière. Elle s'exprime en % de perte de masse par heures ou en % de perte de masse par kilomètres parcourus. Ce concept s'applique aux galets transportés comme au substrat rocheux.

L'érodabilité est **un paramètre mécanique empirique** caractérisant une roche, au même titre que la dureté de Mohs pour les minéraux, la dureté de Vickers pour les matériaux, ou l'abrasivité de Cerchar. Elle est caractérisée expérimentalement dans un dispositif spécial, un canal à recirculation prévu pour étudier les processus d'érosion fluviales. Le procédé le plus simple consiste à mesurer l'érosion de petits galets façonnés ou simplement des galets et graviers naturels. L'érodabilité n'est pas une valeur absolue mais plutôt relative. Premièrement elle dépend des conditions de l'expérience pour la mesurer (vitesse des galets, quantités, trajectoires, et cætera) ; mais surtout les processus à l'œuvre peuvent varier (fragmentation granulaire, écaillage, et cætera). Dans notre cas l'érodabilité caractérise surtout l'érosion par attrition et non les autres processus d'érosion. Notons que même à petite échelle et sur une courte période de temps l'attrition est assimilée à un processus continu, au contraire des arrachements à plus grande échelle qui sont des phénomènes stochastiques plus difficiles à modéliser.

Dans cette première partie du chapitre consacrée à l'étude de l'érodabilité des grès Siwaliks affleurant dans les bassins versants de la Ratu et de la Bakeya, nous commencerons par présenter la méthode de mesure de l'érodabilité pour bien cerner les caractéristiques de ce paramètre mécanique original. Nous exposerons ensuite nos résultats expérimentaux. La confrontation des valeurs d'érodabilité aux autres paramètres pétrologiques et mécaniques mesurés sur les grès fera l'objet de la troisième partie du chapitre (C. Bilan général pétrologique et mécanique, p. 195).

1 Les dispositifs expérimentaux de simulation des processus d'érosion fluviale

Les deux modèles analogiques de simulation des processus d'érosion utilisés dans cette étude ont été conçus par Mikaël Attal pendant sa thèse sous la supervision de Jérôme Lavé. Nous ne les décrivons que succinctement : pour plus de renseignements sur ce matériel et sur les techniques de mesure alternatives, se reporter à Attal [2003] ou à Attal et al. [2006]. Seules quelques adaptations, améliorations, et calibrations mineures ont été effectuées par mes soins².

• Le petit dispositif

Il s'agit d'un canal annulaire de rayon de courbure externe de 158 mm et de largeur 68 mm, sur une hauteur de 300 mm. Quatre injections latérales sur la paroi externe délivrent un débit modulable de $4 \times 1.55 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ maximum (total) qui entraîne un courant d'eau à peu près homogène dans le canal (vitesse maximale du fluide de l'ordre de $1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Le « vortex » ainsi formé déborde au centre du dispositif et l'eau se déverse dans une cuve de 50 l avant d'être réinjectée par quatre pompes (Figure 1C et D).

C'est dans ce dispositif que nous avons réalisé l'essentiel de nos expériences.

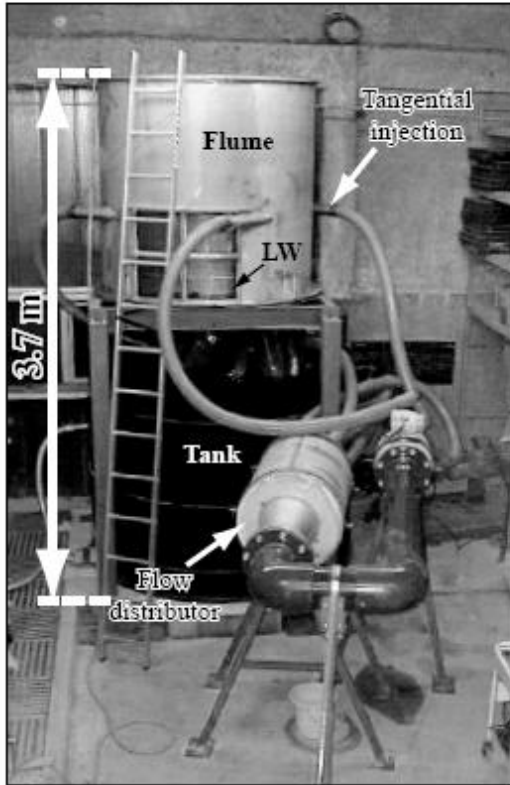
• Le grand dispositif

Le grand dispositif a des dimensions multipliées par cinq par rapport au petit (Figure 1A, B et C). Il pèse en tout près de 1500 kg à vide (6000 kg avec l'eau), mesure 4 m de haut avec une emprise au sol de $4 \text{ m} \times 5 \text{ m}$. Le canal annulaire a un rayon extérieur de 1500 mm et intérieur de 900 mm (largeur du canal de 600 mm), sur une hauteur maximale de 1500 mm. Les quatre injections délivrent un débit modulable de $500 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ maximum (total) pour une vitesse maximale du fluide dans le canal de l'ordre de 3.5 à $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Quant à la vitesse des galets, elle peut varier de 0.25 à $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ selon leur taille et la vitesse du fluide, elle-même dépendante du volume total de sédiments dans la cuve et de la rugosité imposée du fond. L'énergie cinétique des particules peut atteindre plusieurs joules.

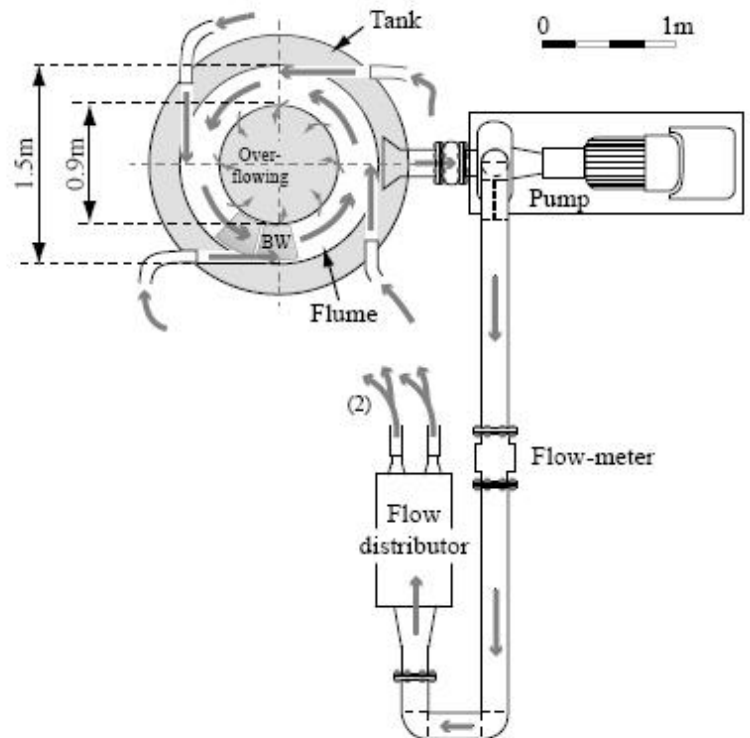
² Notons que ce matériel ne sert pas seulement à la caractérisation de l'érodabilité des roches mais qu'il a d'autres applications beaucoup plus vastes : il permet de tester séparément les différents paramètres impliqués dans les processus d'abrasion fluviale pour quantifier et interpréter leurs influences relatives, par exemple les effets de la taille des particules ou de l'inclinaison des surfaces érodées. Nous reviendrons dans le Chapitre IV sur des données de ce type, obtenues par d'autres personnes (Alex Whittaker, Andy Wilson, Mikaël Attal et Jérôme Lavé), pour pousser au maximum l'interprétation des profils d'érosion mesurés sur le terrain.

Nous nous sommes peu servi du gros dispositif pour caractériser l'érodabilité et le comportement des grès Siwaliks en général, en nous contentant de quelques résultats antérieurs. En revanche il nous a été très utile pour tester les capteurs que nous avons développés (Chapitre V).

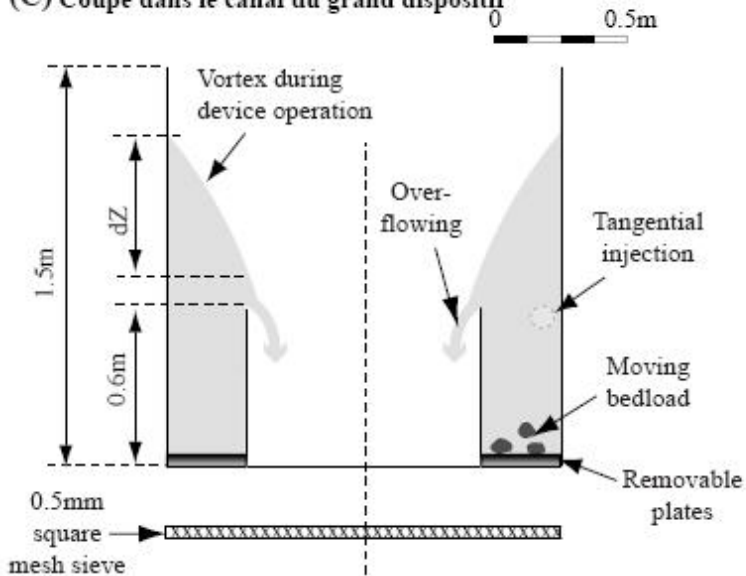
(A) Grand dispositif



(B) Plan général du grand dispositif



(C) Coupe dans le canal du grand dispositif



(D) Petit dispositif au 1/5

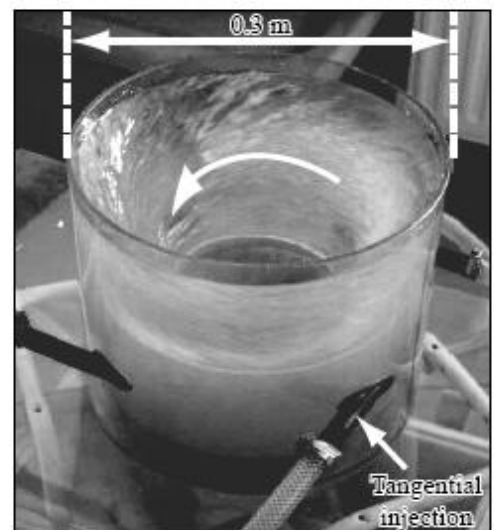


Figure 1 : Les dispositifs expérimentaux de simulation de l'érosion d'après Attal [2003].

2 Protocole expérimental de mesure de l'érodabilité

- **Préparation des galets de grès Siwaliks**

Les blocs de grès Siwaliks sont taillés en petits dés puis arrondis avec une scie à diamant pour prendre la forme de sphères de 2 à 2.5 cm de diamètre (15 à 25 g). S'ils sont trop anguleux ces « galets » obtenus doivent subir une phase d'arrondissement dans le dispositif, mais en général les valeurs d'érodabilité se stabilisent très rapidement au cours du temps.

- **Utilisation de galets cristallins abrasifs**

Un jeu de 27 galets de roche cristalline (érodabilité faible de $0.12 \text{ \%} \cdot \text{km}^{-1}$) pesant à peu près 400 g (soit 15g par galets) est introduit dans le canal en plus du ou des galet dont nous souhaitons mesurer l'érodabilité. Leur utilisation permet d'accélérer les processus d'abrasion et constitue en quelque sorte une norme permettant de comparer simplement les expériences entre elles. Naturellement, changer le nombre ou la masse des « galets abrasifs » influencerait la valeur d'érodabilité mesurée. Ces galets sont d'ailleurs remplacés après plusieurs expériences pour garantir une masse constante. Notons que dans notre contexte, l'utilisation de galets cristallins pour éroder des grès semble particulièrement judicieuse car correspondant à l'environnement naturel des rivières Siwaliks.

- **Mesure de la vitesse du fluide et de la vitesse des galets**

La vitesse du fluide varie d'une expérience à l'autre en fonction de la charge de galets à transporter. Elle se calcule en fonction de la forme du vortex, caractérisée par la hauteur d'eau dans le canal. Elle pourrait fluctuer entre 0.4 et $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ mais dans nos expériences à masse constante elle reste stable à $1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

La vitesse des galets est inférieure à la vitesse du fluide et plus difficile à modéliser. Nous avons préféré la déterminer de façon empirique par une série d'expériences où nous avons testé l'effet : **(1)** de la taille des particules ; **(2)** du volume de la charge ; **(3)** de la vitesse du fluide (en faisant varier la puissance des pompes). La vitesse moyenne se calcule simplement en chronométrant le temps mis par des galets peints pour effectuer 10 tours de canal. Le résultat se présente sous forme d'abaques, la vitesse des galets de grès pouvant varier de $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ à $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, soit approximativement une gamme d'énergie cinétique de $5 \cdot 10^{-4} \text{ J}$ à $1 \cdot 10^{-2} \text{ J}$. Finalement la vitesse des galets a très peu varié autour de $0.77 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \pm 0.03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ pendant nos expériences d'attrition.

• Mesure de la perte de masse pendant l'expérience

Pour chaque expérience 1 à 4 galets de grès ont été introduits dans le canal avec le groupe de galets cristallins abrasifs. La durée des expériences a varié de 20 secondes à 8 heures selon la résistance de la roche. Certains échantillons ont passé près de 35 heures en cumulé dans le dispositif. La pesée avant et après l'expérience doit se faire dans les mêmes conditions de saturation, surtout si l'érosion de l'objet est faible. C'est un point critique pour la précision du résultat : la méthode la plus efficace consiste à essuyer quelques secondes dans un chiffon sec les galets, et de reproduire toujours exactement le même geste. Dans le cas où un galet vient à s'écailler ou se fragmenter, les différents morceaux sont récupérés et pesés ensemble car nous souhaitons essentiellement mesurer les processus d'attrition indépendamment des autres processus d'érosion.

• Calcul de l'érodabilité

Le calcul se fait en trois étapes (Équation 1). L'érodabilité se mesure soit sur un galet en particulier, soit sur un groupe de galets homogènes pesés ensembles.

$$\begin{aligned}
 \text{Erodabilité_brute_}(\%.h^{-1}) &= \frac{\ln\left(\frac{m_i}{m_f}\right)}{t} \\
 \text{Erodabilité_corrigée_}(\%.h^{-1}) &= \sqrt[3]{\frac{m_i + m_f}{m_{\text{totale}}}} * \text{Erodabilité_brute_}(\%.h^{-1}) \\
 \text{Erodabilité_corrigée_}(\%.km^{-1}) &= \frac{\text{Erodabilité_corrigée_}(\%.h^{-1})}{v_{\text{galets}}}
 \end{aligned}$$

Équation 1 : Calcul de l'érodabilité d'une roche dans le dispositif expérimental.

m_i est la masse initiale avant expérience du galet dont nous souhaitons mesurer l'érodabilité (en g par exemple). Il peut également s'agir de la masse d'un groupe de galets.

m_f est la masse finale après expérience du galet dont nous souhaitons mesurer l'érodabilité (en g par exemple). Il peut également s'agir de la masse d'un groupe de galets.

m_{totale} est la masse totale de galets utilisées dans le dispositif expérimental (en g par exemple), comprenant le (ou les) galets mesuré(s) et les galets « abrasifs ».

t est la durée de l'expérience en heures.

v_{galets} est la vitesse moyenne des galets dans le dispositif en kilomètres par heures.

L'érodabilité brute (en $\%.h^{-1}$) doit être corrigée d'un effet de masse et donc de volume des galets façonnés. Il s'agit de tenir compte des probabilités d'impact entre les particules, probabilités dépendant naturellement de la quantité de galets « abrasif » introduite. Dans notre cas cette correction a conduit à des variations de -60% à +20%, avec une moyenne de 0% (écart type de 14%).

Sur les expériences standard de mesure de l'érodabilités, les valeurs en « $\%.h^{-1}$ » et en « $\%.km^{-1}$ » sont quasiment proportionnelles pour tous nos échantillons.

3 Expériences réalisées et résultats

Nous avons obtenu des érodabilités de $0.29 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$ à plus de $50000 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$, avec une médiane proche de $16 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$ sur un échantillon représentatif des roches affleurant dans les chaînons Siwaliks de la région (Figure 2). La moyenne n'a pas une grande signification pour ce paramètre compte tenu de l'étalement considérable des valeurs. Les valeurs extrêmes³ peuvent paraître suspectes de prime abord, cependant nous verrons qu'elles sont finalement cohérentes avec les autres paramètres pétrologiques ou mécaniques. A titre indicatif l'érodabilité d'un béton que nous avons testé est de $0.57 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$, celle d'un grès vosgien à ciment siliceux de $0.43 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$, celle d'un calcaire micritique provenant du site de la Bastille à Grenoble de 0.12 à $0.29 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$, et celle d'un quartz filonien de 0.04 à $0.06 \text{ \%}.\text{km}^{-1}$.

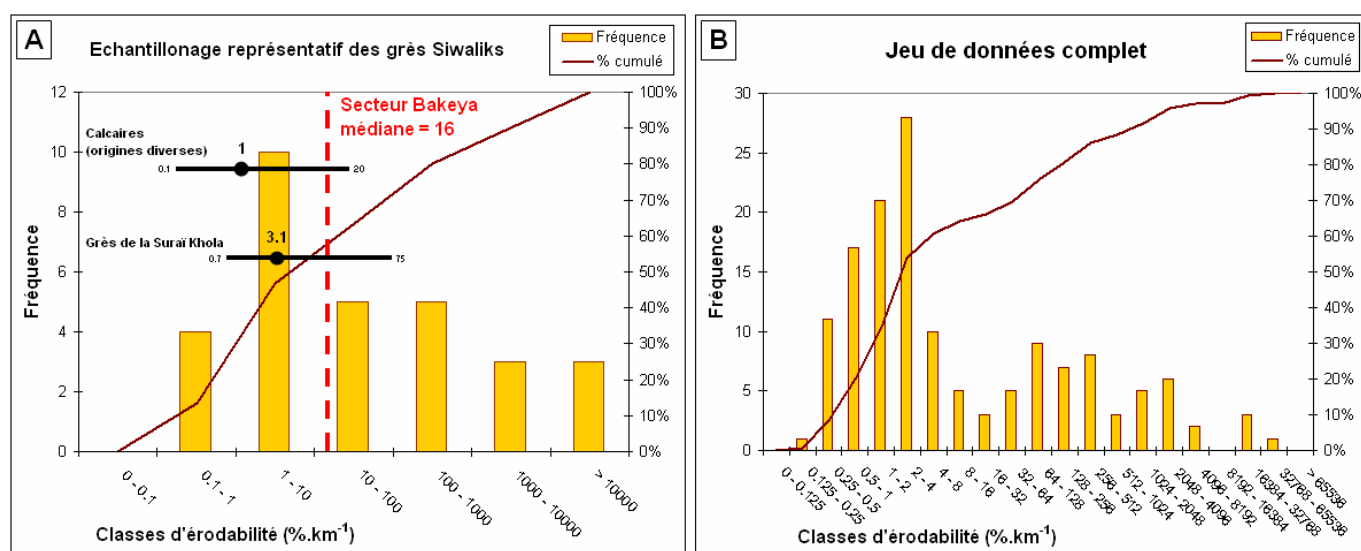


Figure 2 : Distribution des érodabilités dans les grès Siwaliks (Népal Central, région de la Bakeya).

Nous avons procédé à 146 mesures d'érodabilité (grès uniquement) sur 68 galets façonnés dans 30 blocs de grès provenant de 30 sites d'échantillonnages des bassins de la Bakeya, de la Ratu, et de la Churre.

(A) La distribution des érodabilités est très étalée dans le secteur de la Bakeya. A titre indicatif nous avons rajouté la gamme d'érodabilités mesurées par Jérôme Lavé dans le cadre d'une autre étude sur des grès provenant de la Surai Khola (un petit bassin versant situé dans le Siwaliks plus à l'ouest du Népal, voir les cartes en annexe). Les érodabilités y sont comparables, mais les grès Siwaliks moyens n'avaient pas été échantillonnés sur ce site.

(B) Distribution calculée sur toutes nos mesures d'érodabilité.

La reproductibilité de la mesure est assez faible sur les lithologies provenant des Siwaliks. Le ratio **écart type moyen / moyenne des érodabilités mesurées** pour un galet façonné donné et réutilisé

³ Les échantillons les plus érodables sont si fragiles qu'ils finiraient par se déstructurer dans l'eau sous leur propre poids au bout de quelques dizaines minutes, même sans aucun mouvement. D'ailleurs nous verrons dans les parties suivantes que nous ne pourrions pas hydrater ces roches pour effectuer des essais mécaniques sur éprouvette saturée. Si la mesure d'érodabilité est possible, c'est uniquement parce que les galets façonnés sont plongés secs dans le canal, et parce que l'expérience ne dure pas assez de temps pour que l'eau pénètre complètement dans les pores. Notons que la perte de masse de ces échantillons est telle que le biais sur la pesée initiale, effectuée sur roche sèche, reste limité.

à plusieurs reprises dans le dispositif atteint pratiquement 40% en moyenne, avec une médiane de 25%. En outre la dispersion au sein d'une famille de sous-échantillons semble être du même ordre (36% pour une médiane de 38%), et témoigne de la forte hétérogénéité à petite échelle de ces roches (Figure 3).

La dispersion particulièrement importante pour les lithologies les plus érodables s'explique facilement. Les valeurs d'érodabilité extrêmes de plusieurs milliers voire dizaines de milliers de $\%.km^{-1}$ sont soumises à une forte incertitude et surtout à une surestimation quasi systématique. En effet les expériences sont de très courtes durées (quelques dizaines de secondes), et la récupération des galets façonnés très fragiles s'avère souvent délicate.

La dispersion sur les lithologies les plus dures est plus troublante. En fait certaines lithologies montrent une plus forte tendance à ce fissurer, avec arrachement ponctuel de fragments. Malgré toutes nos précautions pour récupérer et peser les morceaux, ce processus stochastique entraîne inévitablement une perte inconnue de matière et donc une surestimation imprévisible de l'érodabilité. Finalement la reproductibilité est excellente pour certains échantillons (inférieure à $\pm 5\%$ en relatif, variation imparfaite car surtout liée à des problèmes de pesée), et très mauvaise sur d'autre (supérieure $\pm 100\%$ en relatif).

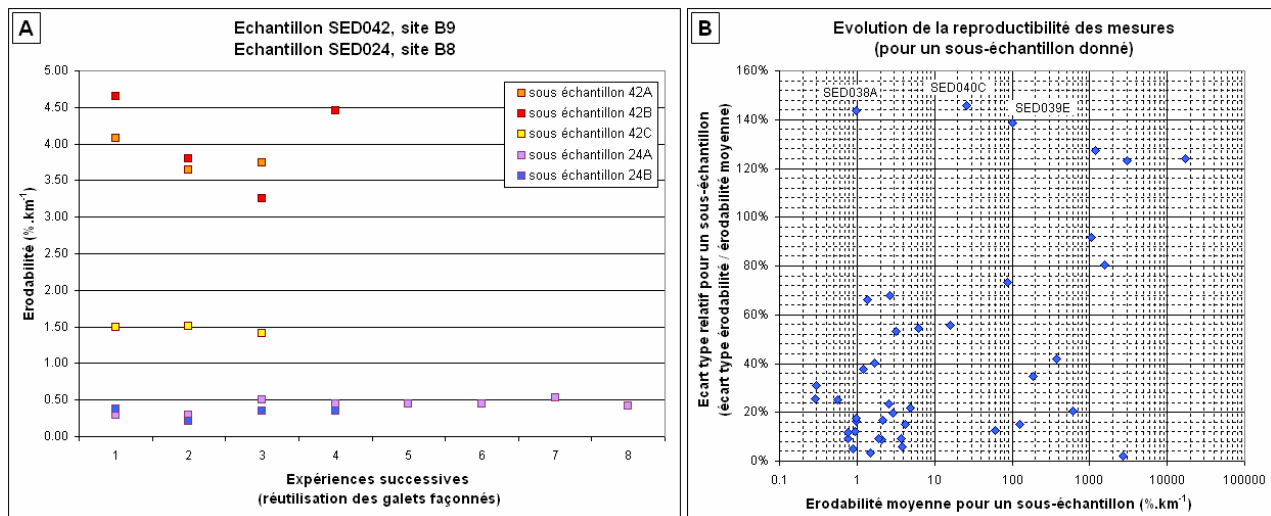


Figure 3 : Reproductibilité et dispersion des mesures d'érodabilité.

(A) L'exemple des échantillons SED024 et SED042 illustre parfaitement à la fois les problèmes de reproductibilité des mesures et de dispersion des valeurs d'érodabilité au sein d'une famille de sous-échantillons. Les trois galets façonnés SED042 A B et C provenant du site B9 ont été taillés dans le même bloc de roche à quelques centimètres de distance. Il apparaît clairement que les sous-échantillons A et B sont trois fois plus érodables que le sous-échantillon C sans qu'aucune différence lithologique ou présence de fissure puisse l'expliquer à l'oeil nu. En outre SED042A et B donnent des valeurs d'érodabilité moins reproductibles, conséquence d'un écaillage épisodique qui ne semble pas affecter SED042C. Notons enfin que l'échantillon SED024 provient du site B8 situé juste en face du site B9, sur l'autre rive de la Bakeya, et qu'il correspond à priori au même banc. Ces résultats montrent qu'il existe potentiellement un ordre de grandeur de différence entre les érodabilités les plus fortes et les érodabilités les plus faibles dans un grès Siwaliks apparemment homogène.

(B) Ce graphique montre que la reproductibilité des mesures a tendance à se dégrader pour de fortes érodabilités, mais que certains sous-échantillons moins érodables présentent également un écart type relatif élevé. Il s'agit souvent de grès hétérogènes avec intraclastes ou litage marqué, ou de lithologies particulières (pélites, argilites) qui se semblent fracturer facilement.



SED042bis
Arénite « Salt and Pepper ».
Erosion symétrique « normale » : un galet en forme de pavé arrondi tend vers un sphéroïde ou un ellipsoïde. Cependant les différents sous échantillons présentent des érodabilités dispersées sans raison apparente (pas de fissure ou d'hétérogénéité visibles).
Erodabilité moyenne = 138 %.km-1
Ecart type relatif = 65 %

~2 cm



SED041
Grès moyen lité.
Erosion orientée par le litage qui sert également de plan de fracture à de petites esquilles.
Erodabilité moyenne = 1.1 %.km-1
Ecart type relatif = 38%



SED044
Grès grossier à intraclastes.
Arrachement épisodique des intraclastes proéminents (moins érodables que la « matrice »).
Erodabilité moyenne = 3.9 %.km-1
Ecart type relatif = 39 %



SED040
Argilite indurée.
Forte tendance à se fracturer.
Erodabilité moyenne = 58 %.km-1
Ecart type relatif = 65%

Figure 4 : Exemples de galets façonnés présentant une érosion « anormale ».

Une forte fragmentation n'entraîne pas nécessairement une grosse surestimation de l'érodabilité si tous les fragments sont récupérés, s'ils sont gros, ou si la fracturation s'est produite peu de temps avant la fin de l'expérience (et cætera). C'est le côté discontinu du phénomène qui pose problème. Notons également que la petite taille des échantillons n'est pas forcément représentative des structures et hétérogénéités de la roche.

B. Caractéristiques pétrologiques et mécaniques des grès Siwaliks

Dans un premier temps nous allons étudier en détail la **pétrologie** des grès affleurant dans les lits de la Bakeya et de la Ratu. L'étude de la composition minérale, de la texture et de la structure est fondamentale pour l'interprétation des propriétés mécaniques. Nous nous sommes particulièrement intéressés aux caractères les plus typiques des roches granulaires (les « grès » au sens large), c'est-à-dire à l'importante proportion de « vides » définie par la **porosité** et la **densité**, au **degré de cimentation** entre les grains, et enfin à la **vitesse de propagation des ondes P** qui dépend largement de la minéralogie et de la structure de la porosité. Après avoir présenté nos protocoles expérimentaux et précisé les marges d'incertitudes sur les mesures, nous tenterons de dégager des éléments ayant potentiellement une incidence sur la résistance mécanique de la roche. Nous constaterons également la forte hétérogénéité des grès Siwaliks même à petite échelle.

Dans un second temps nous nous pencherons sur les **propriétés mécaniques** à proprement parler, notamment des seuils de rupture des grès. La fracturation dépend de l'état de contrainte et de la courbe de comportement rhéologique de la roche étudiée. La plupart des roches sont sensibles à un critère de rupture qui dépend de la pression de confinement, comme le critère de Mohr-Coulomb. La rupture peut se produire en traction ou en compression avec un fort déviatorique des contraintes. De plus pour les roches poreuses comme les grès, des fractures peuvent être générées au niveau de bandes de cisaillement par simple compression sans déviatorique du fait de la compaction du matériel. Parce que l'érosion relève en partie de l'arrachement de micros fragments individualisés par la propagation et la coalescence de fractures, **nous nous attendons à voir émerger un lien entre l'érodabilité d'une roche et les critères rhéologiques tels que les seuils de rupture en traction (σ_t) et en compression (UCS).**

1 Pétrologie sédimentaire des grès Siwaliks

a Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès

L'agencement et le type de grains constituant un grès ont naturellement une grande incidence sur ses propriétés mécaniques et sur sa résistance à l'érosion. La littérature apparaît souvent confuse voire muette sur ce sujet, ces caractéristiques empiriques étant difficiles à quantifier, extrêmement variables et pas forcément transposables d'une roche à l'autre. Toutefois certains critères de résistance

fréquemment utilisés en géotechnique comme celui de Hoek-Brown y font référence, et proposent notamment des relations entre le degré de fracturation et la résistance à la compression et à la traction [Peng and Zhang, 2007].

Nous nous sommes contenté de classer et de décrire sommairement les différentes lithologies rencontrées sur le terrain, d'abord à **l'échelle macroscopique**, puis à **l'échelle microscopique** sur 6 lames minces représentatives des roches affleurant dans les Siwaliks. L'estimation de la composition minérale de nos grès s'est fait par comptage sur ces quelques sections. En outre l'observation du litage, du contact entre les grains, de la micro fracturation et des degrés d'altération va nous aider à interpréter les autres propriétés pétro-mécaniques abordées dans les paragraphes suivants.

- **A l'échelle macroscopique...**

Tout le panel des faciès sédimentaires fluviaux est présent dans la série Siwaliks : faciès de barre de chenal méandrique ou en tresse, lobe de crevasse, plaine d'inondation, et cætera. Cependant il nous a paru suffisant de répartir nos échantillons en trois familles de roches, **grès**, **pélites**, et **argilites**, sur des critères macroscopiques, sans nous préoccuper de leur genèse. Chaque groupe n'est ni homogène ni extrêmement différencié des autres : il existe naturellement de nombreuses formes intermédiaires.

- Les grès⁴

Les grès Siwaliks présentent des aspects très variés en terme de granulométrie, de couleur et de structure. Il s'agit plutôt de grès fins mal classés non consolidés (arénites) ou complètement indurés (grès sensu stricto). C'est l'abondance de gros micas blancs et noirs sub-millimétriques à millimétriques qui permet de distinguer à priori les grès de type « Salt and Pepper » des autres [Sanyal et al., 2005]. Cependant, si la teneur en mica varie visiblement, les feuillets de micas détritiques restent toujours minoritaires par rapport aux minéraux granulaires (surtout du quartz) à quelques exceptions près (SED032 par exemple). En fait les différences d'aspect entre les grès dépendent d'abord de leur consolidation et de l'abondance très fluctuante du ciment carbonaté, parfois discernable à l'oeil nu sous forme de plages blanchâtres entre les grains.

⁴ En général nous n'avons pas distingué les différents types de grès, sauf occasionnellement :

(a) Les grès grossiers à intraclastes. A la base de certaines séquences sédimentaires se trouvent des grès plus grossiers, voire des gravillons, et surtout des intraclastes grésio-argileux ou silteux millimétriques à centimétriques, des « galets mous ». Ce type de faciès prend parfois de l'importance et constitue de petits bancs métriques (SED044). Dans d'autre cas les intraclastes n'occupent que de petits lits millimétriques dans des grès plus homogènes (par exemple SED022 ou SED038).

(b) Les concrétions dans les grès extrêmement riches en carbonate (> 35%). Ces grès particuliers seront parfois distingués des autres (SED013 et SED017).

La cimentation se manifeste de différentes manières dans les roches Siwaliks (Figure 5) :

1. Soit elle est très hétérogène, discontinue, et conduit à la formation de « **nodules** » dans la roche, en fait des concrétions calcaires dans la porosité. Ces nodules décimétriques à pluri métriques, sphéroïdes, difformes boudinées, parfois en niveaux lamellaires discontinus, ressortent de façon spectaculaire sous l'effet de l'érosion différentielle, notamment dans les grès « Salt and Pepper ». La proportion de nodule varie approximativement de 0% à 25% dans un banc non consolidé.

2. Soit elle imprègne apparemment de façon uniforme tout un banc de roche. Dans les Siwaliks inférieur la plupart des grès sont entièrement cimentés.

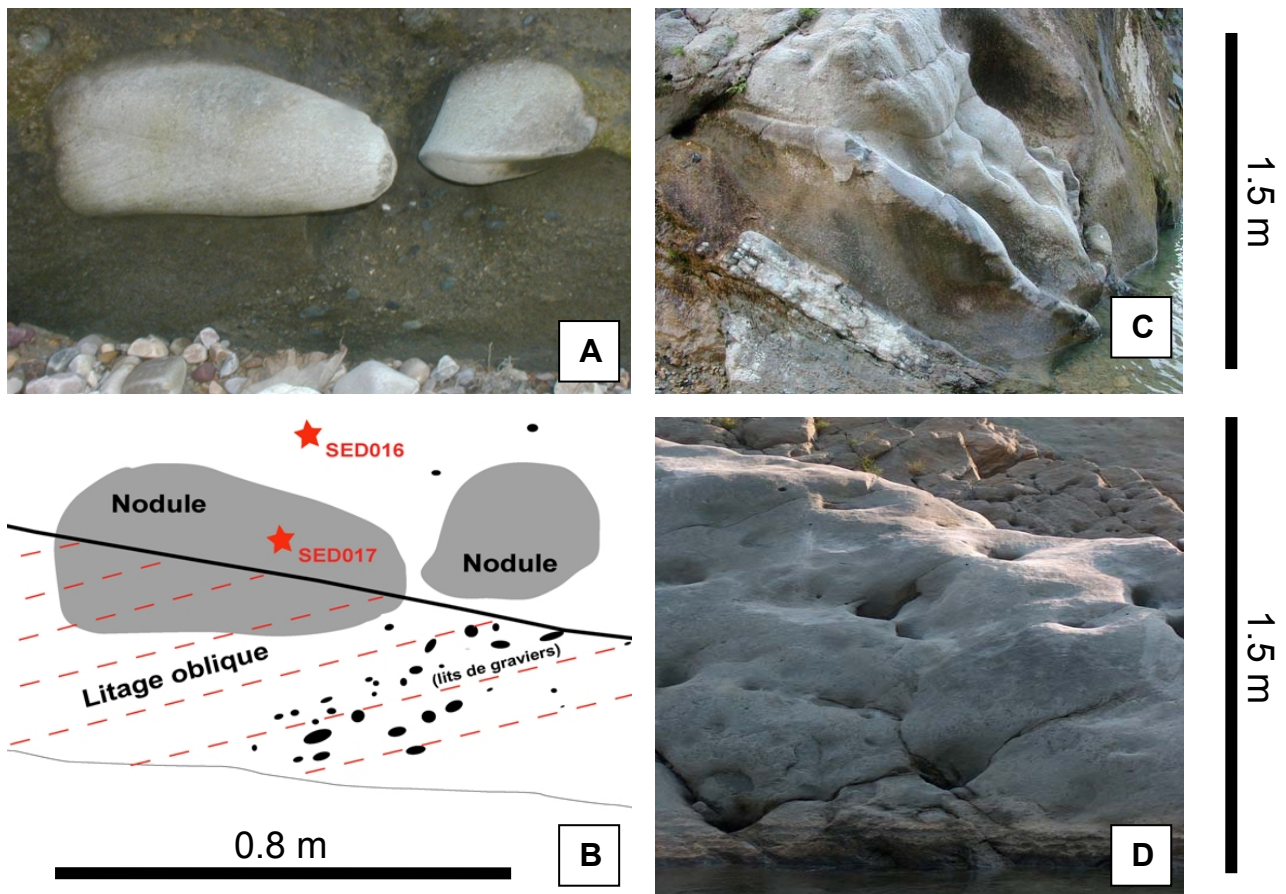


Figure 5 : Le ciment carbonaté dans les grès Siwaliks à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon.

(A) et (B) Le site d'échantillonnage B1 est situé en amont des gorges de la Bakeya dans les dépôts Siwaliks moyens. Deux échantillons ont été prélevés : le premier (SED016) dans « l'encaissant », un grès « Salt and Pepper » classique ; le second (SED017) directement dans le nodule. La teneur en carbonate passe brutalement de moins de 1% à plus de 40% de l'un à l'autre. Notons que la formation des nodules semble aléatoire, et ne dépendrait pas de contraintes pétrologiques préexistantes : sur cet exemple la précipitation de carbonate englobe le litage oblique et la stratification, et recoupe plusieurs lits stratigraphiquement différents.

(C) Les nodules carbonatés forment aussi des niveaux lamellaires discontinus plus ou moins dans le plan stratigraphiques, surtout dans la partie inférieure des Siwaliks moyens.

(D) Cette photographie du site d'échantillonnage B8 a été prise en aval des gorges de la Bakeya. Dans les Siwaliks inférieurs les nodules épars laissent place à des bancs de grès métriques à pluri métriques entièrement cimentés. Toutefois, les pseudos « pot holes » (marmites) à la surface de certains bancs comme sur cette photographie (chapitre IV) correspondent à des hétérogénéités du ciment. Nous verrons ultérieurement que l'homogénéité de ces bancs massif n'est qu'une apparence et que la teneur en carbonate varie même à très petite échelle.

Nous reparlerons à plusieurs reprises dans ce chapitre de la genèse et de l'hétérogénéité du ciment carbonaté, ainsi que de son impact sur l'interprétation des propriétés mécaniques des roches. Notons également que les micas et la cimentation carbonatée révèlent souvent la présence d'une forte isotropie du dépôt (stratifications), voire l'existence de **litages obliques** à toutes les échelles.

- Les pélites (consolidées), les lutites (non consolidées)

SED033, SED039 SED170 et SED171 (tous les trois du site B11), SED043, SED045.

Bien que de granulométrie très faible (aucun grain visible à l'œil nu et surface paraissant plus « lisse » que celle des grès) ces roches ne présentent pas de propriétés argileuses marquées. Elles sont plus ou moins consolidées selon leur position dans la série sédimentaire. C'est aussi leur aspect qui permet de les différencier : la présence de lits de micas microcristallins, même si le litage est peu visible à l'œil nu, donne parfois un aspect légèrement satiné caractéristique (SED039). Ces lithologies moins abondantes que les grès « classiques » prennent plus d'importance dans les Siwaliks inférieurs.

La frontière entre les pélites et les grès fins est difficile à définir : le classement que nous avons établi à l'heure actuelle (Annexe I) pourrait être modifié en fonction d'observations futures sur lame mince. Cependant il a déjà été confirmées partiellement par les quelques mesures de granulométrie laser effectuées (Chapitre II) : le D50 de nos « pélites » irait de 20 à 50 μm (approximativement la classe granulométrique des « silts »), et celui de nos grès de 40 à plus de 250 μm (sauf un échantillon à 20 μm).

- Les argilites

SED021, SED040

Les argilites de la série Siwaliks sont consolidées par la compaction et se mélangent relativement difficilement à l'eau. Elles sont fracturées, se craquellent et se délitent fortement à la dessiccation. Leur carottage est difficile. Elles sont peu abondantes sauf dans les Siwaliks inférieurs. La granulométrie laser indique des D50 de l'ordre de 10 μm (elles ne sont donc pas constituées à 100% de « particules argileuses » sensu stricto).

- Formes altérées et fracturées

Par endroits les grès paraissent plus altérés qu'habituellement dans le reste de la série sédimentaire (cf. Chapitre II). A l'œil nu cette altération se manifeste d'abord par des tâches rougeâtres quand elle est diffuse (SED039), puis se décline jusqu'à l'argilisation complète (SED062). A conditions d'affleurement équivalentes, l'altération semble plus importante dans les pélites que dans les grès. La rubéfaction plus avancée témoigne sans doute de variations minéralogiques entre ces roches de granulométrie différente.

Notons que la plupart des bancs consolidés présentent également une fracturation de diaclase plutôt abondante à l'échelle pluri décimétrique à pluri métrique. **Généralement aucune fissuration plus fine n'apparaît à l'oeil nu**, sauf dans les argilites.

- **A l'échelle microscopique...**

Toutes nos observations effectuées sur nos six lames minces sont consignées dans le Tableau 1.

- **Minéralogie**

La technique du comptage minéralogique s'apparente à celle employée pour estimer la granulométrie sur photo : nous avons sélectionné cent points de mesure sur la section suivant un pas d'échantillonnage régulier et procédé à l'analyse de la population obtenue. Les grains quartzeux et le ciment calcitique sont dominants sur tous nos échantillons (plus de 75% du total en moyenne), avec une proportion très variable mais plus faible de phyllosilicates, sauf dans les pélites et les lutites où elle semble plus importante. Les feldspaths sont toujours largement minoritaires.

Les grains de **quartz** sont surtout monocristallins, les lithoclastes quartzitiques sont plutôt rares sauf dans l'échantillon SED044.

Parmi les **feldspaths**, les feldspaths potassiques sont trois fois plus fréquents que les plagioclases. L'altération des feldspaths apparaît souvent poussée (remplacement par de la calcite, des granules de silice, des argiles). Les « fantômes » de feldspaths les plus altérés sont comptabilisés comme des argiles.

La colonne « **phyllosilicates** » du Tableau 1 regroupe les micas détritiques et les minéraux argileux hérités ou résultant de l'altération des minéraux. Notons que les muscovites semblent moins altérées que les « chlorites » (en fait des biotites vermiculitisées à des degrés divers). Notons que sur certaines sections les grains semblent enrobés d'argiles.

Les **carbonates** forment exclusivement le ciment de la roche. Aucun lithoclaste calcaire n'a pu être observé : les carbonates ne font pas partie du cortège minéral lors du dépôt. D'ailleurs les galets calcaires étaient également absents des conglomérats Siwaliks supérieur de la région (Chapitre II). Les teneurs observées s'accordent bien avec celles mesurées par calcimétrie Bernard si l'on excepte l'échantillon SED023.

Pour être exhaustif il faudrait rajouter les « **minéraux noir** » de petite taille correspondant à des oxydes ou à de la matière organique fossile, peut être à des sulfures (proportions assez variables mais toujours inférieures à 5%).

Localisation			Minéralogie (% du volume)					Description pétrologiques								
Numéro d'échantillon	Type de roche	Profondeur dans la colonne stratigraphique (m)	Quartz	Feldspaths	Phyllosilicates - Argiles	Carbonates	CaCO ₃ (calcimétrie)	Litage visible (isotropie)	Granulométrie sur lame mince (D50, µm)	Granulométrie laser (D50, µm)	Homogénéité de la granulométrie	Altération des minéraux	Fracturation des minéraux	Porosité de fissure	1 - D50 / mode granulo.	Présence d'intraclastes
SED023 Bakeya SI (site B7)	Grès moyen	~ 5800	67	10	10	13	6 ?	I	56	?	IIII	0	0	2.1 ?	?	0
SED024 Bakeya SI (site B8)	Grès fin	~ 5800	69	2	3	26	24	I	...	?	IIII	0	0	1.2	?	0
SED033 Ratu SM (site P3)	Arénite fine Lutite	~ 800	59	6	35	0	0	I	...	?	II	II	II	1.6	?	I
SED038 Ratu SM (site P7)	Grès	~ 800	61	6	14	19	19	I	...	46	I	II	I	1.3	25	0
SED039 Bakeya SI (site B11)	Pélite	~ 5800	50?	?	50?	?	7	III	...	27	III	III	?	1.2	30	0
SED042 Bakeya SI (site B9)	Grès fin	~ 5800	64	11	10	15	16	II	35	42	I	II	I	1.6	39	II
SED042BIS Bakeya SM (site B15)	Arénite (grès Salt and Pepper)	~ 2800	78	3	16	4	5	0	...	67	II	I	III	2	60	0
SED044 Bakeya SM (site B16)	Grès grossier à intraclastes	~ 2800	45*	14*	16*	25*	?	I	...	?	0	II	II	1.5	?	IIII

Tableau 1 : Résultats du compte et de l'observation des lames minces.

*matrice seule sans tenir compte des intraclastes (20% du volume total) et les lithoclastes (8% du volume total). A priori les intraclastes sont siliceux ou argileux.

SI pour Siwaliks inférieur, SM pour Siwaliks moyen.

Toutes les valeurs numériques sont en %, sauf la profondeur (en m) et les granulométries (en µm). Les autres informations reportées sont plus qualitatives que quantitatives. Les classes de « 0 » à « IIII » définies pour les descriptions pétrologiques n'ont que valeur de comparaison entre les échantillons. Plus la classe est élevée, plus le caractère correspondant est marqué. Enfin, à titre de comparaison quatre paramètres mesurés par d'autres moyens ont été rajoutés dans ce tableau. Ce sont : la teneur en carbonate mesurée par calcimétrie Bernard (voir le paragraphe « Degré de cimentation carbonatée », p. 156) ; le D50 mesuré par granulométrie laser (voir le Chapitre II) ; la porosité de fissure (voir le paragraphe « Vitesse de propagation des ondes P », p. 158) ; et la valeur « 1 - D50 / mode granulo » qui caractérise le décalage du mode granulométrique par rapport au D50 (voir le Chapitre II).

➤ Cimentation

Le ciment « sensu stricto » (si on excepte les agglomérats argileux) est exclusivement carbonaté. Toutefois la cohésion des grains semble également partiellement assurée par la présence d'argiles héritées en revêtement sur les grains, ou authigènes dans la porosité [Guilbaud, 2007]. La calcite est généralement microcristalline mais de beaux cristaux maclés à tendance poëcilitique apparaissent parfois dans la masse sur certaines sections. Même à l'échelle microscopique, la répartition du ciment est hétérogène (« patchs » de calcite dans les grès peu cimentés). Aucun dépôt siliceux n'a pu être observé ni aucune auréole de croissance autour des grains de quartz, mais la compaction de la roche a quand même eu tendance à « souder » les grains entre eux, tout du moins à les rendre jointifs (dissolutions localisées). Ce processus n'est bien visible que sur certaines lames.

➤ Fracturation, altération ...

Le litage invisible à l'œil nu sur certains échantillons apparaît parfois extrêmement marqué sur la lame mince, (exemple de la pélite SED039 très riche en micas microlithiques). De même l'étude au microscope révèle souvent une microfracturation importante qui semblait presque inexistante de prime abord. Il s'agit essentiellement de **fissures intra granulaires** liées au poinçonnement des grains entre eux, qui affectent plus ou moins les différents échantillons. Dans l'échantillon SED042BIS plus de 50% des grains de quartz sont ébréchés avec assez souvent un déplacement des fragments, mais en général cette proportion de grains brisés reste plus faible.

Comme à l'échelle macroscopique l'altération apparaît très variable d'un échantillon à l'autre. La pélite SED039 montre même des plages plus ou moins altérées assez bien délimitées à l'échelle de la lame mince. La marque la plus nette du passage des petits fronts d'oxydation est la déstabilisation massive des biotites vermiculitisées.

b Densité, porosité

Densité et porosité sont deux paramètres fondamentaux permettant de caractériser toutes les roches. Ils renseignent à la fois sur la composition et la structure, et donc sur la fragilité.

• Densité

La densité totale d'une roche (grains minéraux + pores) se calcule aisément à condition de connaître précisément le volume de l'échantillon. En général on utilise une éprouvette cylindrique produite par carottage pour calculer directement le volume à partir des dimensions de l'objet (Équation 2). La précision est bonne si les éprouvettes sont parfaitement taillées. Sur les éprouvettes dont nous disposons l'écart type moyen atteint 0.24 mm sur la mesure de la hauteur et 0.13 mm sur la mesure du diamètre. Compte tenu de leurs petites dimensions, de telles variations entraînent une incertitude relative moyenne d'environ +/-1.5% sur le volume et sur la densité (incertitude réelle absolue de ~ +/- 0.04 points de densité), jusqu'à +/-5% dans les cas les plus défavorables (éprouvettes mal taillées).

$$d = \frac{m_{\text{échantillon_sec}}}{V_{\text{échantillon}}} * \frac{1}{\rho_w} = \frac{m_{\text{échantillon_sec}}}{\pi * r^2 * h} * \frac{1}{\rho_w}$$

Équation 2 : Calcul de la densité à partir des dimensions de l'éprouvette.

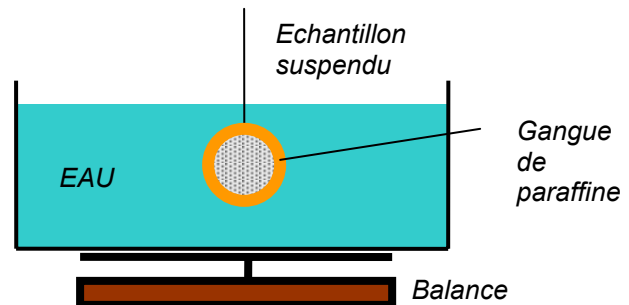
La masse **m** (kg ou g), le rayon **r** (m ou cm) et la hauteur **h** (m ou cm) doivent être mesurés avec grand soin. **ρ_w** est la masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³ ou 1 g.cm⁻³).

Il existe une technique alternative pour estimer le volume d'un échantillon poreux mal taillé, technique employée pour les échantillons les plus difficiles à carotter proprement comme les argilites. L'application du principe d'Archimède permet de calculer la densité de l'objet, en comparant la masse réelle de l'objet au volume d'eau déplacé quand il est suspendu dans un récipient rempli d'eau (Équation 3). Le récipient étant posé sur une balance, l'augmentation apparente du volume d'eau se traduit par une augmentation de la masse. Naturellement il faut d'abord étanchéifier le fragment de roche avec de la paraffine par exemple. La principale difficulté de la méthode est d'éviter que la paraffine s'insinue dans les pores de la roche ou que des bulles d'air subsistent sous la gangue étanche. En outre le volume de la gangue de paraffine doit être mesuré (pesées de l'échantillon sec avant et après l'enrobage, déduction de la masse puis du volume de paraffine, la densité de la paraffine étant connue ou mesurée par ailleurs).

$$V_{\text{eau_déplacée}} = V_{\text{échantillon}} + V_{\text{paraffine}} = \frac{\Delta m}{\rho_w}$$

$$d_{\text{échantillon+paraffine}} = \frac{m_{\text{échantillon+paraffine}}}{V_{\text{eau_déplacée}}} * \frac{1}{\rho_w}$$

$$d_{\text{échantillon}} = \frac{(m_{\text{échantillon+paraffine}})^2}{\Delta m * m_{\text{échantillon}}} - \frac{d_{\text{paraffine}} * m_{\text{paraffine}}}{m_{\text{échantillon}}}$$



Équation 3 : Calcul de la densité suivant le principe d'Archimède.

d est une densité (sans unité).

ρ_w est la masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³ ou 1 g.cm⁻³).

m est une masse (kg ou g).

V est un volume (m³ ou cm³).

Δm est la variation de masse du récipient après immersion de l'échantillon (kg ou g).

L'échantillon ne doit pas toucher les parois du récipient.

Sur les échantillons testés la différence entre les mesures par immersion et les mesures conventionnelles atteint +-10% au maximum, avec un écart type de 5%.

• Porosité libre par saturation

La **porosité libre n** (ou « ouverte », « communicante ») se mesure simplement par saturation progressive d'un échantillon sous vide. Le traitement dure au minimum 12 heures. La masse d'eau contenue dans la roche à l'issue de l'expérience donne le volume des pores ouverts à l'eau par rapport au volume de l'échantillon (Équation 4).

$$n = \frac{(m_{ew} - m_{es})}{V_t * \rho_w}$$

Équation 4 : Calcul de la porosité libre.

n est la porosité libre (% du volume total)

m_{ew} est la masse de l'échantillon saturé (kg ou g).

m_{es} est la masse de l'échantillon sec (kg ou g).

V_t est le volume total de l'éprouvette (m³ ou cm³).

ρ_w est la masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³ ou 1 g.cm⁻³).

Outre l'incertitude sur la mesure du volume de roche, les problèmes de séchage de la surface des éprouvettes (surestimation ou sous-estimation du volume des pores) peuvent entraîner des erreurs assez importantes. Finalement nous avons préféré n'utiliser que nos plus belles éprouvettes pour effectuer ce type de mesure. La précision absolue de nos données de porosité ouverte atteint environ +/- 0.2% (~ +/- 1% à 10% en relatif), valeur vérifiée sur une série d'éprouvettes ayant subi deux cycles « séchage / saturation ». Notons que seules les roches suffisamment consolidées peuvent supporter la saturation, c'est-à-dire moins de la moitié de nos échantillon.

• **Estimation de la porosité à partir de la densité**

Si nous faisons une hypothèse sur la **densité moyenne des grains** constitutifs de la roche, il est possible d'estimer la **porosité totale** d'une éprouvette (Équation 5). Cette densité se calcule comme la moyenne des densités des minéraux pondérée par leurs abondances relatives (*d_{quartz}* = 2.65, *d_{calcite}* = 2.7, *d_{mica}* > 2.8, *d_{argile}* < 2.6). Notons que si la densité est surestimée de 0.03 (~ + 1% en relatif) alors la porosité totale est surestimée d'environ 1% (~ + 5% à + 50% en relatif).

$$n_t = -\frac{1}{d_{\text{minéraux}}} * d_{\text{échantillon}} + 1$$

$$n_t = n + n_{\text{occluse}}$$

Équation 5 : Calcul de la porosité à partir de la densité.

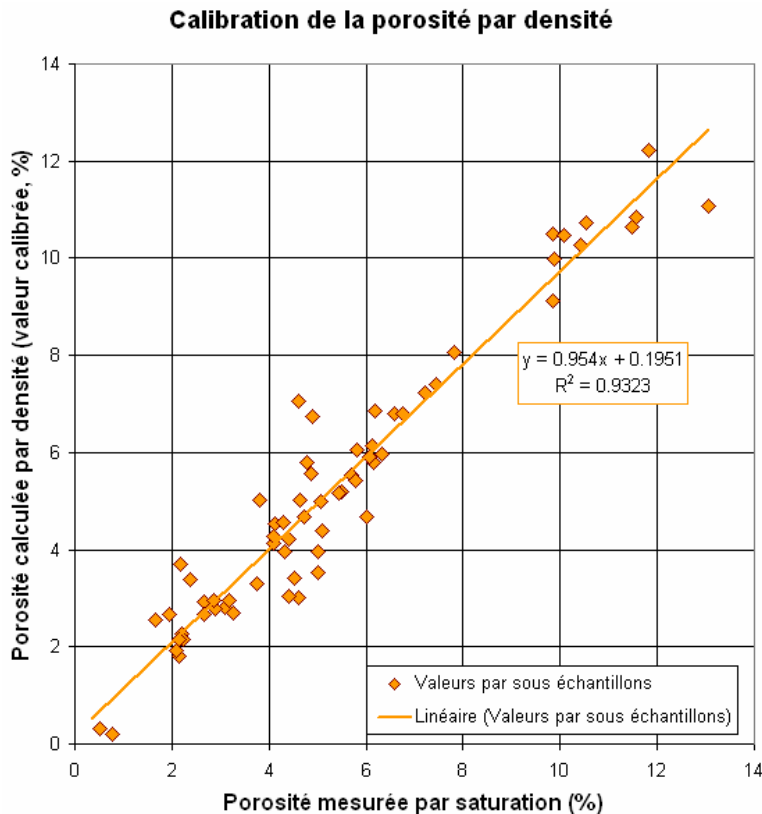
n_t est la porosité totale, somme de la porosité occluse ***n_{occluse}*** et de la porosité libre ***n*** (% du volume total).

d est une densité (sans unité).

La relation entre la porosité et la densité de la roche devrait être linéaire, le coefficient directeur de la droite étant égal à l'inverse de la densité moyenne des grains fois -1 dans *n = f(d)* (sur la Figure 7).

Si l'assemblage minéralogique est mal connu ou s'il varie sensiblement à petite échelle, il s'avère difficile d'estimer à priori cette densité moyenne. Naturellement les 8 lames minces dont nous disposons (« Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès », p. 142) ne suffisent pas pour caractériser précisément notre centaine d'échantillons. De toute façon la densité minérale des feldspaths et des biotites altérés à des degrés divers est inconnue (forte diminution en cours d'argilisation – hydratation). Notons qu'il existe une autre méthode de mesure des *d_{minéraux}* : celle du pycnomètre (non employée).

Pour limiter ce biais et estimer indirectement une densité moyenne des grains, nous avons choisi de calibrer les valeurs de porosité calculées par densité (calculs effectués sur la totalité de nos 176 éprouvettes) par rapport aux valeurs plus précises de porosité mesurées par saturation (mesures effectuées sur 66 éprouvettes). **De fait nous considérons que la porosité occluse est nulle dans nos échantillons.** Nous discuterons cette hypothèse dans le paragraphe suivant.



Le but de la calibration est d'ajuster la valeur de densité des grains pour que la porosité calculée à partir de la densité de la roche (Équation 5) soit égale à la porosité mesurée par saturation (Équation 4). Cette valeur ajustée servira à calculer la porosité des éprouvettes n'ayant pas été saturées. Par soucis de simplicité nous avons attribué la même densité des grains à tous les sous-échantillons d'une même famille. L'opération s'avère compliquée quand la mesure de densité de la roche est incertaine (différence notable des résultats entre la méthode directe, Équation 2, et la méthode par immersion, Équation 3), et surtout quand l'hétérogénéité est importante entre les sous-échantillons. Ces difficultés expliquent la dispersion de part et d'autre de la droite de corrélation idéale 1:1. Certains échantillons posent particulièrement problème, notamment SED041, SED042, et dans une moindre mesure SED024, SED038, SED039. Par exemple certaines éprouvettes de SED038 contiennent des intraclastes, d'autre non : la densité moyenne réelle des grains diffère forcément d'un sous-échantillon à l'autre.

Finalement, l'erreur relative liée à la calibration de porosité calculée par densité peut atteindre jusqu'à +/- 50% pour certaines éprouvettes peu poreuses (+/- 40% si nous considérons les données moyennées). Néanmoins sur l'ensemble de nos échantillons l'erreur relative ne dépasse pas +/- 4 % ou +/- 5 %.

Figure 6 : Calibration de la porosité mesurée par densité par rapport à la porosité mesurée par saturation.

La « calibration » de densité des grains est impossible pour les échantillons trop fragiles n'ayant pas fait l'objet de mesure de porosité par saturation. Nous avons dans ce cas appliqué une densité moyenne de 2.67 (voir Tableau 2). Naturellement l'incertitude est plus importante sur ces données.

Résultats

	Dispersion naturelle et précision des mesures	Remarque
Densité de la roche totale	Dispersion relative moyenne = +- 11% Précision absolue (estimation) ≈ +- 0.04 Précision relative (ordre grandeur) ≈ +- 1% à +- 2%	Mesure directe. Risque d'erreur si l'éprouvette est mal taillée.
Porosité ouverte par saturation (%)	Dispersion relative moyenne = +- 16% Précision absolue (estimation) ≈ +- 0.15% Précision relative (ordre grandeur) ≈ +- 1% à +- 7%	Mesure directe. Risque d'erreur si l'éprouvette est mal taillée ou mal séchée.
Porosité par densité (%)	Dispersion relative moyenne = +- 16% Précision absolue (estimation) ≈ +- 1% Précision relative (ordre grandeur) ≈ +- 4% à +- 50%	Mesure indirecte, hypothèse sur la densité des grains. Porosité occluse considérée nulle.
Densité moyenne des grains (%)	Dispersion relative moyenne = +- 2% Précision absolue (estimation) ≈ +- 0.03 Précision relative (ordre grandeur) ≈ +- 1%	Valeur estimée, calcul indirect à partir de la porosité par saturation.

Tableau 2 : Dispersion des porosités et des densités entre les échantillons.

La « **dispersion relative moyenne** » donnée en pourcent correspond à la « **moyenne des écarts types** » sur « **la moyenne des valeurs** » au sein d'une famille de sous-échantillons pour un paramètre donné. Il ne s'agit pas d'une marge d'incertitude : une grande partie de la dispersion provient de l'hétérogénéité entre les sous-échantillons. En revanche la « **précision** » donne le risque d'erreur lié à la méthode de mesure.

A première vue la densité de la roche semble relativement bien corrélée avec la porosité ouverte par saturation (Figure 7).

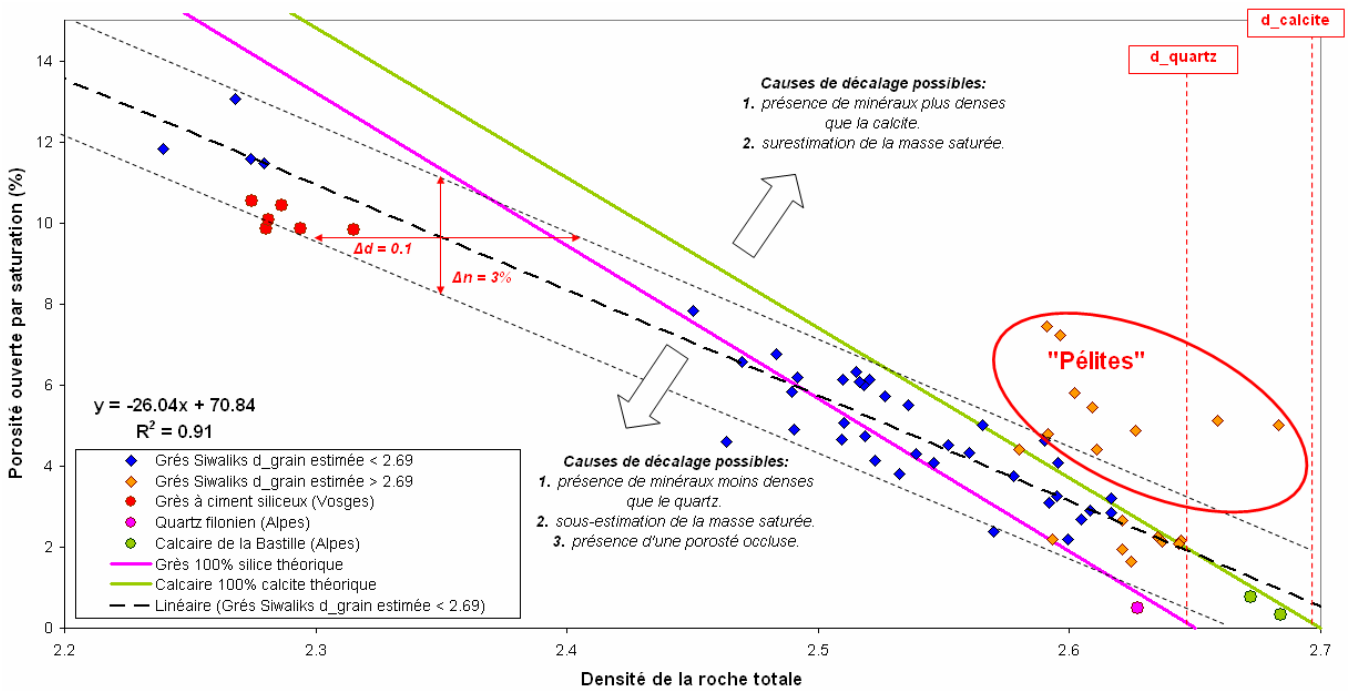


Figure 7 : Corrélation entre la densité de la roche et la porosité ouverte par saturation.

(Légende de la Figure 7)

Comparaison des valeurs par sous-échantillons (plusieurs valeurs par échantillon).

Le petit groupe de valeurs en orange correspond aux roches dont la densité moyenne des grains a été estimée supérieure à 2.69, par opposition au groupe principal en bleu. Certains sous-échantillons du groupe orange qui sont écartés du nuage de point principal ont été entourés en rouge.

*Une **régression linéaire** a été appliquée sur le groupe bleu. Nous avons obtenu un bon coefficient de détermination $r^2 = 0.91$, qui atteint même 0.93 si nous incluons les valeurs orange non entourées de rouge. Les deux lignes en pointillés noirs enveloppent le groupe bleu. Le domaine ainsi délimité semble constant quelles que soient les valeurs de densité et de porosité : sa largeur ne dépasse pas 0.1 (densité) et son épaisseur 3% (porosité).*

*Les deux droites de couleurs représentent les comportements théoriques d'un **grès purement siliceux** de porosité ouverte variable et de porosité occluse nulle (droite mauve) et d'un **calcaire purement calcitique** de porosité ouverte variable et de porosité occluse nulle (droite verte). Elles ont été calculées à partir de l'Équation 5 pour des valeurs de densité des grains de 2.65 et 2.70 respectivement.*

A titre de comparaison les valeurs obtenues sur un grès vosgien à ciment siliceux, un calcaire, et un quartz filonien, ont été rajoutés sur le graphique.

Toutefois, la Figure 7 pose 3 problèmes :

1. Comment expliquer le décalage à grande échelle de certains échantillons et sous-échantillons par rapport à la tendance générale ?

La première cause de décalage des points entourés de rouge est nécessairement d'ordre minéralogique, témoignant d'une densité moyenne des grains plus élevée dans ces échantillons que dans les autres grès. Cette densité serait même plus élevée que celle de la calcite.

La Figure 8 montre que ce groupe de sous-échantillons provient exclusivement de trois barres rocheuses : celle du site « B11 » dans les gorges de la Bakeya (SED039, SED171), celle du site « P7 » dans la vallée de la Ratu (SED038), et dans une moindre mesure celle du site « B10 » également dans les gorges de la Bakeya (quelques éprouvettes de SED166). Or, les échantillons SED171 et SED039 ont été classés « pélites », SED38 est un grès fin contenant quelques lits d'intraclastes pélitiques ou argileux, et SED166 est un grès très fin. Il semblerait donc que certaines lithologies de granulométrie très fines, en particulier les pélites, contiennent davantage de minéraux lourds. Cette interprétation est en accord avec les observations effectuées dans le paragraphe « Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès » (p. 142) : les lithologies pélitiques ont effectivement tendance à contenir davantage de micas, plus denses que le quartz et la calcite, d'où un décalage du nuage de points « vers la droite » sur la Figure 7 et sur la Figure 8.

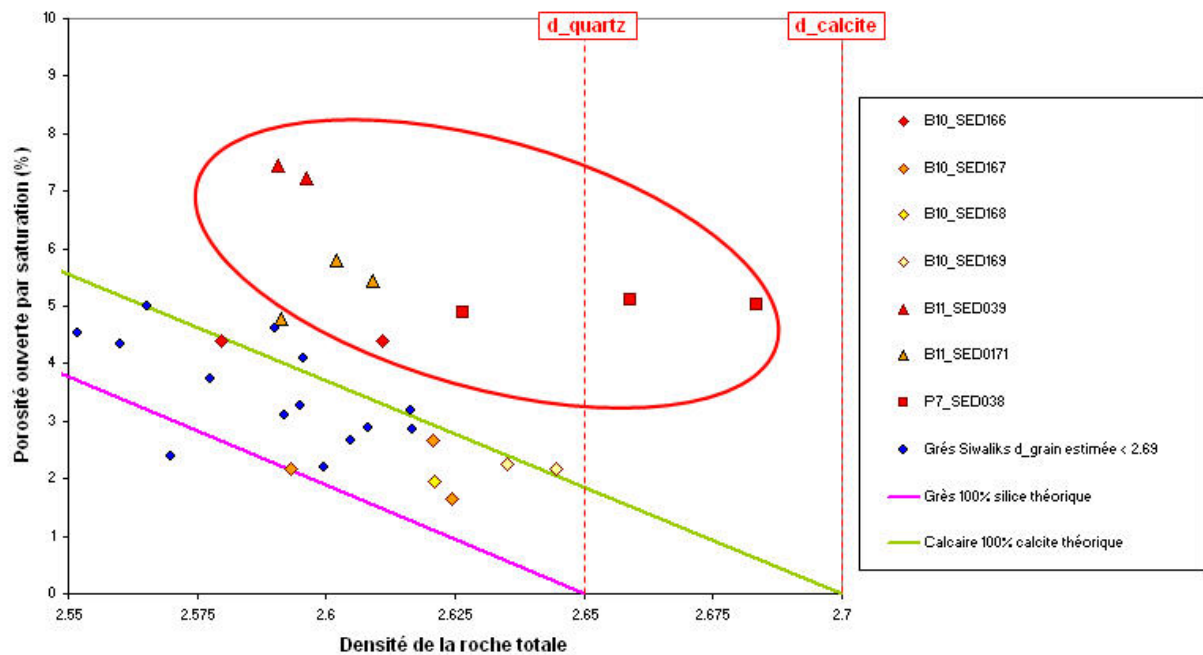


Figure 8 : Variations de la relation porosité versus densité, effet de la lithologies des grès.

Comparaison des valeurs par sous-échantillons (plusieurs valeurs par échantillon).

Les échantillons SED039 ($D_{50} = 27 \mu\text{m}$) et SED171 sont les seules pélites suffisamment résistantes pour subir la saturation. Ces échantillons prélevés sur la barre rocheuse « B11 » présentent clairement deux ou trois comportements différents, déterminant un caractère plus ou moins « pélitique » de la roche. Remarquons que le grès fin SED038 ($D_{50} = 47 \mu\text{m}$) contenant quelques intraclastes présente une signature porosité versus densité comparable à celle d'une pélite. Enfin l'échantillon SED166 se situe à la frontière entre les pélites et les grès. Le D_{50} de cette roche n'est que de $19 \mu\text{m}$, mais elle a été classée comme « grès » en raison de son aspect macroscopique.

2. Quelle est l'origine de l'important décalage entre la tendance générale et la relation prévue par l'Équation 5 ?

La relation entre la densité et la porosité (calculée sans le groupe de point entouré) paraît linéaire, mais pas de la forme prévue par l'Équation 5. La droite présente une pente très faible et ne croise pas l'axe des ordonnées à 100% mais seulement vers 70%. Ce décalage semble trop régulier et trop marqué pour être simplement le fruit d'une incertitude ou d'un biais sur la mesure.

Rappelons que la calcite est un peu plus dense que le quartz. Le décalage observé serait donc lié au moins en partie à **la réduction du ciment carbonatés** corollaire de l'augmentation de la porosité, comme nous le verrons dans le paragraphe suivant « Degré de cimentation carbonatée », (p. 156). Cependant, si ce facteur « carbonate » était seul en cause, le nuage de point devrait rester cantonné entre la courbe verte et la courbe mauve qu'il rejoindrait pour une teneur en carbonate devenue nulle. Un second facteur entrant éventuellement en jeu est l'existence le **grains minéraux de densité inférieure au quartz**, notamment d'argiles, mais il ne pourrait expliquer qu'une fraction limitée du décalage. La dernière solution envisageable est l'existence d'une **porosité occluse très importante** équivalant approximativement à 30% de la porosité totale ($100\% - 70\% = 30\%$, décalage sur l'axe des ordonnées). En fait la porosité occluse devrait pouvoir se mesurer directement sur la Figure 7 : elle correspondrait à la

se superposent et présentent la même dispersion. La Figure 9 montre clairement que même à petite échelle la dispersion a une origine pétrologique (porosité occluse) et / ou minéralogique (assemblage minéraux).

c Degré de cimentation carbonatée

Nous avons vu que les grès Siwaliks ont un ciment exclusivement carbonaté. La mesure de la teneur en carbonate est donc un paramètre pétrologique à mesurer en priorité, la calcite et la dolomite assurant une grande partie des contacts entre les grains de la roche.

• Protocoles expérimentaux

➤ Mesures de la calcimétrie par dégagement de CO₂ pendant l'attaque acide

La technique du « **calcimètre de Bernard** » permet de calculer la teneur en carbonate de calcium d'un échantillon en mesurant le volume de CO₂ dégazé par attaque acide. Il s'agit de placer un sous-échantillon de quelques grammes dans un erlenmeyer relié à un tube gradué rempli d'eau, puis d'arroser par 2 cl d'acide chlorhydrique concentré. Le dénivelé de la surface de l'eau dans le tube après équilibrage des pressions donne le volume de CO₂ dégazé. Sachant qu'une mole de CaCO₃ donne une mole de CO₂, le calcul de la quantité de CaCO₃ par la loi des gaz parfaits nécessite de mesurer la pression atmosphérique et de la température au moment de l'expérience. Nous avons obtenu une précision relative sur la mesure inférieure à 2% avec une résolution relative de l'ordre de 5%.

Quelques sous-échantillons envoyés au CRPG (Nancy) pour analyse nous ont permis de confirmer la qualité de nos résultats et également d'estimer la quantité de carbonate de magnésium (ainsi que le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$). La technique employée au CRPG est basée sur le même principe, mais l'étanchéité du dispositif permet de prolonger l'expérience plusieurs heures (la cinétique de dissolution de la dolomite est plus lente).

➤ Mesures de la calcimétrie par perte de masse pendant l'attaque acide

Nous avons présenté dans le Chapitre II une méthode de désagrégation des grès par attaque acide pour la mesure granulométrique. Nous en avons profité pour estimer la teneur en carbonate total de certains sous-échantillons. Il a suffi de mesurer la perte de masse après la phase de lessivage : l'ion carbonate dégaze sous forme de CO₂ tandis que l'ion calcium a été entraîné par la lixiviation.

Le résultat doit tout de même être corrigé de la perte en particules très fines (cf. Chapitre II), et en ions autres que le Ca²⁺. Pour quantifier ce dernier biais et vérifier l'efficacité des lessivages successifs, nous avons analysé quelques lixiviats par **ICPMS optique** au LGIT avec l'aide de Delphine Tisserand.

Nous avons mesuré le magnésium, le potassium, le sodium, le calcium, l'aluminium, le silicium, et le fer. Finalement, la perte en solutés atteint **en moyenne** 1.3 g dans le premier lixiviat dont 0.4 g de calcium et 0.7 g de fer pour une masse initiale moyenne de 24 g. Elle chute ensuite très rapidement au fil des étapes avec seulement quelques milligrammes de perte au 4^{ième} lessivage.

Nous avons obtenu des résultats corrects par cette méthode originale mais difficile à mettre en oeuvre, surtout valable pour les roches riches en carbonates ne contenant pas trop de phyllosilicates. L'incertitude relative sur la mesure atteindrait 5% dans les cas favorables.

• Résultats

➤ Teneurs en carbonate

La **teneur massique** en CaCO_3 des grès Siwaliks est très variable de 0% pour les grès Salt and Pepper non consolidés et les argilites, jusqu'à 25%, voire 30% à 40% dans certains nodules. Une valeur maximale de 44% a été mesurée sur un nodule de petite taille (échantillon SED017, voir Figure 5), sachant que l'arénite « Salt and Pepper » environnante contient moins de 1% de carbonate (pas de lithoclastes calcaires dans les sédiments). En moyenne, sur un échantillonnage représentatif des grès Siwaliks, on obtient une teneur de 10%.

La teneur en dolomie de la roche reste faible de 0% à 4% au maximum (roche totale). Cependant le ratio $[\text{MgCO}_3] / [\text{CaCO}_3]$ a tendance à augmenter quand la teneur totale en carbonate diminue. Il semble plutôt stable autour de 0.1 pour des échantillons de teneurs supérieures à 15%, mais peut varier largement et dépasser 0.4 pour des échantillons moins riches. Nous avons préféré ne considérer que la teneur en CaCO_3 par soucis d'homogénéité entre nos mesures mais cela cause nécessairement une légère sous-estimation de l'extension du ciment carbonaté et un bruit sur les données (surtout sensible pour les échantillons peu riches en carbonates).

Remarque : Les grès Siwaliks de l'écaille du MDT au nord de la zone d'étude semblent quasiment dépourvu de ciment carbonaté, mais présentent pourtant une bonne tenue. Leur induration diagenétique est différente.

➤ Relation avec la porosité de la roche

Hormis le remplacement de quelques minéraux altérés, notamment des plagioclases, le ciment carbonaté se développe surtout dans les pores entre les grains. Ainsi, plus la teneur en carbonate est importante, plus la porosité devrait être faible. L'anti-corrélation des deux paramètres n'est pas mauvaise (coefficient de détermination de 0.75 pour une relation linéaire si on ne considère que les grès). La

dispersion relativement importante paraît tout à fait normale : elle dépend de l'espace disponible au moment de la précipitation du ciment, et de la compaction postérieure à sa formation.

d Vitesse de propagation des ondes P

Dans une roche granulaire comme un grès la vitesse de propagation des ondes élastiques dépend à la fois du comportement mécanique des grains minéraux constitutifs et de la structure de l'assemblage. Elle varie directement en fonction de la pétrologie (porosité, composition minéralogique, et *cætera*), et est étroitement liée aux propriétés mécaniques (résistance à la compression, module d'Young, et *cætera*). Ce paramètre à la frontière entre la pétrologie et la mécanique des roches a l'avantage d'être assez facile à mesurer sans altérer l'échantillon. En outre il pourrait être estimé directement sur le terrain avec du matériel approprié.

• Significations des variations de vitesse des ondes P dans une roche

Habituellement seules les **ondes P** sont mesurées (ondes longitudinales ou de compression, ondes « sonores » dans certains contextes). La mesure se fait en déterminant le temps de parcours de l'onde à travers un matériau entre un émetteur et un récepteur situés à une distance connue (Figure 11).

Il existe une relation physique bien connue entre le module d'Young du matériau (voir « Mesure de la résistance à la compression uniaxiale », p. 183), la densité du matériau, et la vitesse de propagation du son. L'Équation 6 est fréquemment utilisée pour déterminer les propriétés des matériaux homogènes :

$$V_p \propto \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

Équation 6 : Estimation de la vitesse de propagation du son (onde P) dans un matériau.

V_p est la vitesse de propagation des ondes P ($m.s^{-1}$).

ρ est la masse volumique du matériau ($kg.m^{-3}$)

E est le module d'Young (Pa, usuellement en GPa).

Cette loi est approchée, la vitesse dépend également du coefficient de Poisson (voir « Mesure de la résistance à la compression uniaxiale »). Pour simplifier, plus un matériau est raide et peu dense, plus la vitesse de propagation est élevée.

Nous reviendrons sur la physique de la propagation des ondes mécaniques dans le Chapitre V consacré aux capteurs de chocs. Focalisons nous à présent sur les causes de fluctuations de vitesse dans une roche par nature hétérogène. Nous pouvons citer :

1. **La nature de l'assemblage minéralogique.** Les minéraux présentent des vitesses de propagation très différentes dépendant de leurs propriétés mécaniques (par exemple **V_p** = 6050 $m.s^{-1}$

dans le quartz, 6660 m.s^{-1} dans la calcite, 7500 m.s^{-1} dans la dolomite, 5150 m.s^{-1} dans la biotite, 5800 m.s^{-1} dans la muscovite). La vitesse théorique V_{pT} dans la roche est la moyenne pondérée des vitesses dans chaque minéral.

2. La présence de discontinuités, porosité ou fractures. Les discontinuités sont remplies d'air ($V_p = 330 \text{ m.s}^{-1}$) ou d'eau ($V_p = 1400 \text{ m.s}^{-1}$). On a donc $V_{pT_réel} \leq V_{pT}$, avec $V_{pT_réel}$ dépendant de la porosité et de la matière remplissant les pores. En outre l'onde la plus rapide ne passe pas forcément par le chemin le plus direct (Figure 10). La distance réelle d parcourue par l'onde entre l'émetteur et le récepteur étant inconnue, la vitesse calculée sur la distance $L < d$ (Figure 10, Figure 11) sera forcément une **vitesse apparente** V_{pa} , avec $V_{pT} \geq V_{pa} \geq V_{pd} \geq V_{pL} = V_{pT_réel}$.

Habituellement la relation vitesse versus « porosité de pore » pour une roche purement poreuse, ou la relation vitesse versus « porosité de fissure » pour une roche purement fracturée, est linéaire. Si la roche est à la fois poreuse et fracturée, la relation devient plus difficile à démêler (voir plus loin la notion d'indice de continuité).

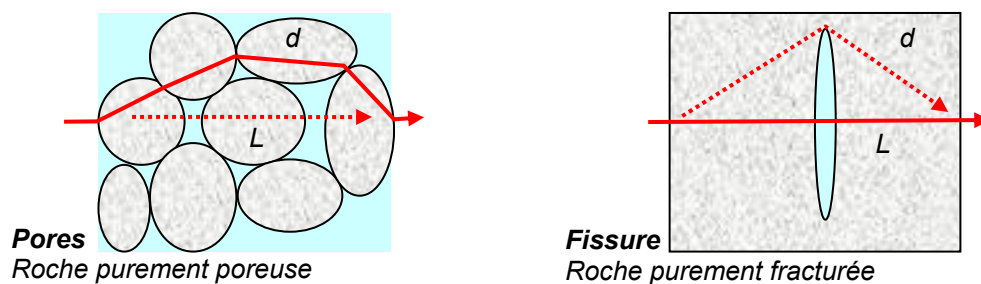


Figure 10 : Influence des discontinuités sur la vitesse de propagation des ondes P.

L'onde la plus rapide a tendance à contourner les « vides », cependant sa vitesse est calculée à partir de l'épaisseur L du matériau même si le chemin réel parcouru par les ondes est de longueur d .

*Dans une **roche fracturée**, compte tenu de l'élargissement de la discontinuité (grande extension, faible épaisseur), le chemin direct L à travers la fissure peut être plus rapide que le chemin détourné d passant entièrement par la phase solide. **La vitesse de propagation est alors très sensible à la présence d'eau** (vitesse plus rapide dans une roche saturée). Ce cas de figure semble moins probable si la roche est purement poreuse (vitesse apparente insensible à la saturation) [Fourmaintraux, 1975].*

3. L'anisotropie de la roche. La présence d'une fabrique, notamment d'un litage sédimentaire, va modifier sensiblement la vitesse de propagation selon l'orientation de l'échantillon. En effet si les minéraux et la porosité forment des plans, les contacts entre les minéraux seront plus « efficaces » dans ce plan et donc la vitesse plus élevée. Ce facteur joue de la même façon dans le cas d'une famille de fractures.

4. L'hétérogénéité de la roche. Naturellement l'abondance de nodules ou d'objets divers inclus dans la roche va modifier la vitesse d'un échantillon à l'autre.

5. **La qualité du « contact » entre les grains.** Des grains mal cimentés (très faible surface de contact, mauvaise cohésion mécanique), ou présentant une pellicule d'argile en surface, vont réduire la vitesse de propagation.

6. Le degré de saturation de la porosité, la température, la fréquence du signal, et caetera.

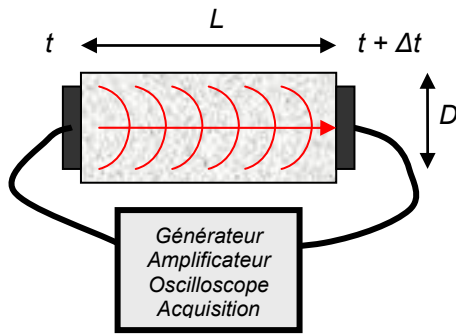
L'**indice de continuité I_c** exprimé en % (parfois appelé indice de qualité **I_q**) est le rapport entre la vitesse apparente **V_{p_a}** et la vitesse théorique **V_{p_T}** dans la roche sèche [Fourmaintraux, 1975]. Nous avons vu sur la Figure 10 que la porosité de fissure et la porosité de pores avaient des incidences différentes sur la vitesse de propagation : pour une porosité totale égale, l'indice de qualité « sec » sera beaucoup plus faible dans une roche fracturée que dans une roche poreuse. A partir d'un abaque « **I_c versus n** » (porosité totale) il est possible d'estimer la proportion de la porosité liée aux fractures **n_f** , et celle liée aux pores **n_p** . Une autre alternative est l'utilisation d'un abaque « **I_c versus I_{cw}** » (indice de continuité sur roche sèche versus indice de continuité sur roche saturée) à partir de laquelle on peut retrouver **n_p** et **n_f** sans connaître la porosité totale **n** . Au final ce paramètre empirique peut donner des informations précieuses sur la résistance mécanique des roches qui sont beaucoup plus fragilisés par la présence de fissures que par la présence de pores, à porosité constante. Il peut également donner une idée de l'altération de la roche [Fourmaintraux, 1975].

• **Protocole expérimental**

La vitesse de propagation se mesure habituellement sur des éprouvettes de roche. L'émetteur et le récepteur d'ondes P peuvent être disposés de plusieurs manières (Figure 11) :

1. Longitudinalement à la carotte ;
2. Transversalement à la carotte, en effectuant plusieurs mesures sous un angle différent.

Nous avons utilisé un oscilloscope électronique performant Picoscope® avec une précision de la mesure de l'ordre d'un centième de microseconde à une microseconde suivant la durée d'acquisition.



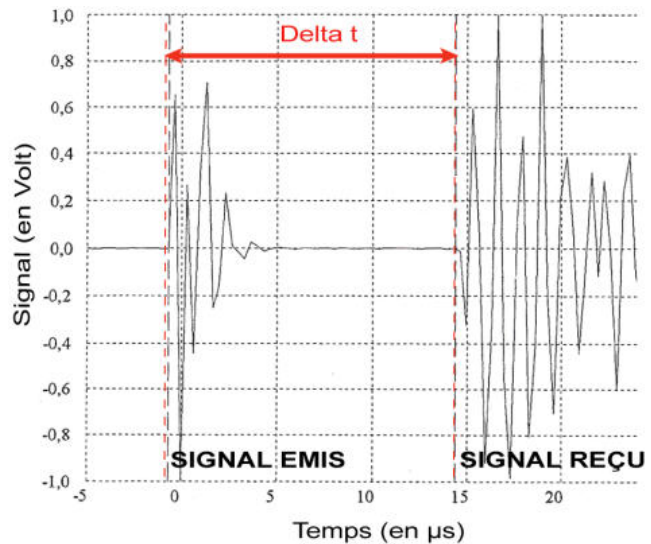
$$V_{p_a} = \frac{L}{\Delta t}$$

Ou si la mesure se fait transversalement :

$$V_{p_a} = \frac{D}{\Delta t}$$

Figure 11 : Mesure de la vitesse de propagation des ondes P sur des éprouvettes de roche.

*La mesure de vitesse peut se faire longitudinalement ou transversalement sur l'éprouvette.
Le signal acoustique émis est de l'ordre de 1MHz.*



Remarque : Le couplage entre l'émetteur, le récepteur, et l'éprouvette se fait grâce à un liquide visqueux, ce qui peut poser quelques problèmes pour une roche très poreuse ou très fragile. En outre l'imprécision de la mesure est maximale pour les roches absorbant beaucoup le signal, c'est-à-dire les grès les plus poreux.

• Résultats

- Gamme de vitesses apparentes observées, hétérogénéité des échantillons

Nous avons mesuré des vitesses V_{p_a} de 1000 à 4000 m.s⁻¹ dans les grès Siwaliks (éprouvettes sèches). Les grès les moins consolidés n'ont pas pu être testés, l'amortissement du signal étant trop fort. Ces valeurs sont nettement inférieures aux vitesses de propagation dans les minéraux constitutifs de la roche (à priori 6050 m.s⁻¹ à 6660 m.s⁻¹) y compris dans les roches présentant une faible porosité (inférieure à 2% pour l'échantillon le moins poreux).

Comme les autres paramètres pétrologiques, V_{p_a} varie au sein d'un groupe d'éprouvettes taillées dans un même bloc à cause des nombreuses hétérogénéités de la roche. Toutefois l'écart type moyen sur V_{p_a} reste inférieur à 5% dans un groupe d'échantillons voisins analysés dans les mêmes conditions.

➤ Anisotropie des grès

Les grès Siwaliks présentent souvent un fort litage. Considérons une éprouvette taillée longitudinalement dans le plan de la fabrique. En effectuant une rotation progressive du dispositif émetteur - récepteur autour de la carotte (mesure transversale), nous obtenons une variation de la vitesse de propagation apparente des ondes P en fonction de l'orientation du train d'onde par rapport au litage (Figure 12). Dans ce cas de figure la vitesse apparente mesurée longitudinalement (CAD dans le plan de la fabrique, qui n'est pas toujours visible à l'oeil nu) correspond toujours à la vitesse apparente maximale mesurée transversalement.

La vitesse de propagation perpendiculairement à la fabrique n'atteint en moyenne que 80% de la vitesse de propagation dans le plan de la fabrique. Pour chaque échantillon de grès il est possible de déterminer une vitesse minimale $V_{p_{a_min}}$, une vitesse maximale $V_{p_{a_max}}$, et une vitesse moyenne $V_{p_{a_moy}}$.

Le rapport $V_{p_{a_min}}$ (**perpendiculairement**) / $V_{p_{a_max}}$ (**longitudinalement**) sur éprouvettes sèches présente des variations très importantes d'une roche à l'autre, entre 0.5 et 1. Pourtant ce ratio ne semble pas ou peu corrélé aux autres paramètres pétrologiques comme la porosité, la densité, et la vitesse de propagation des ondes P, à l'exception peut être d'une légère covariance avec la teneur en carbonate (augmentation du ratio pour les roches bien cimentées). L'allure des courbes de corrélation sur la Figure 13 suggèrerait également une augmentation du ratio pour les fortes porosités et les faibles densités, allant à l'inverse de l'effet éventuel de la teneur en carbonate. Il s'agit sans doute d'artéfacts. En fait les variations de vitesses pourraient surtout dépendre de la présence ou de l'absence de petits lits bien organisés de phyllosilicates, voire de l'alignement des discontinuités dans le plan du litage et de la forme des grains.

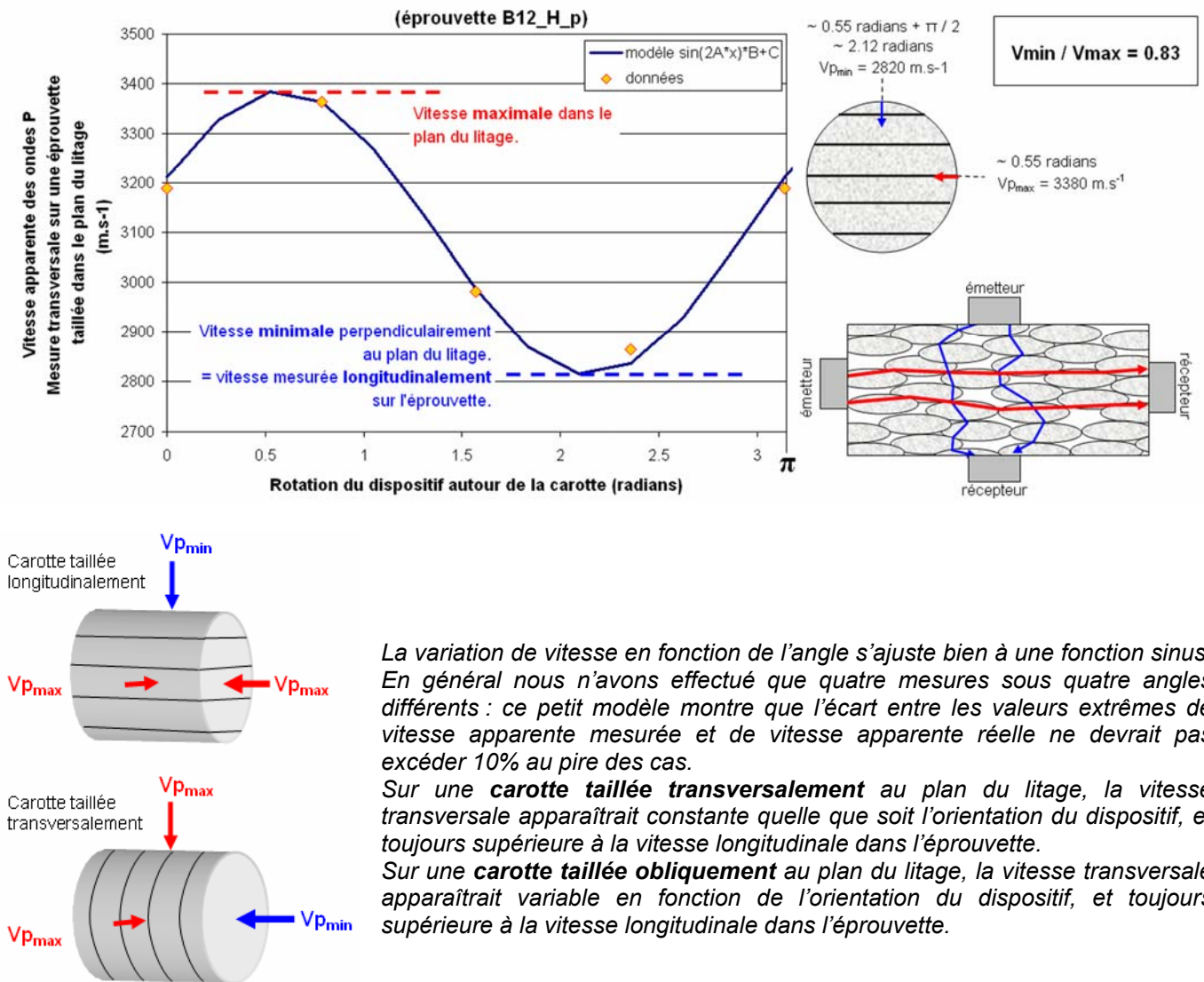


Figure 12 : Variation de la vitesse apparente transversale de propagation des ondes P sur une carotte taillée longitudinalement dans le plan du litage en fonction de l'orientation du dispositif, influence du litage.

➤ Effet de la saturation

Nous avons également mesuré les vitesses de propagation sur six éprouvettes saturées d'eau (5 éprouvettes provenant de 4 échantillons différents). Le rapport « **vitesse dans éprouvette sèche / vitesse dans éprouvette saturée** » atteint en moyenne 0.77 pour la vitesse perpendiculaire à la fabrique (minimale) et 0.83 pour la vitesse parallèle à la fabrique (maximale). Si nous nous s'en tenons aux principes énoncés précédemment, **cette différence signifierait que la roche est fissurée et que les fissures sont plutôt orientées dans le plan du litage** (Figure 10). Cependant il pourrait également s'agir d'un effet lié à une forme particulière des pores aplatis dans le plan du litage. **Finalement le contraste entre la « vitesse perpendiculaire » minimale et la « vitesse parallèle » maximale semble atténué par la saturation.** Pour ce groupe d'échantillons, le rapport moyen $V_{p_{a_min}} / V_{p_{a_max}}$ atteint 0.97 lorsque les éprouvettes sont saturées contre 0.91 quand elles sont sèches.

L'effet de la saturation (rapport $V_{p_{sec}} / V_{p_{sat}}$) pourrait être relié à la densité (corrélation) et à la porosité (anti corrélation), mais le faible nombre de données incite à la prudence.

➤ Corrélation avec la porosité et la densité de la roche

La Figure 13 indique que V_{p_a} est anti corrélé à la porosité. Les coefficients de détermination sont assez bon pour $V_{p_{a_max}}$ et $V_{p_{a_moy}}$ malgré la dispersion apparente des données ($r^2 = 0.68$ à 0.70 pour une relation puissance, $r^2 = 0.72$ à 0.74 pour une relation linéaire, $r^2 = 0.79$ à 0.80 pour une relation exponentielle). En revanche $V_{p_{a_min}}$ paraît un peu moins liée à la porosité ($r^2 = 0.72$ au mieux).

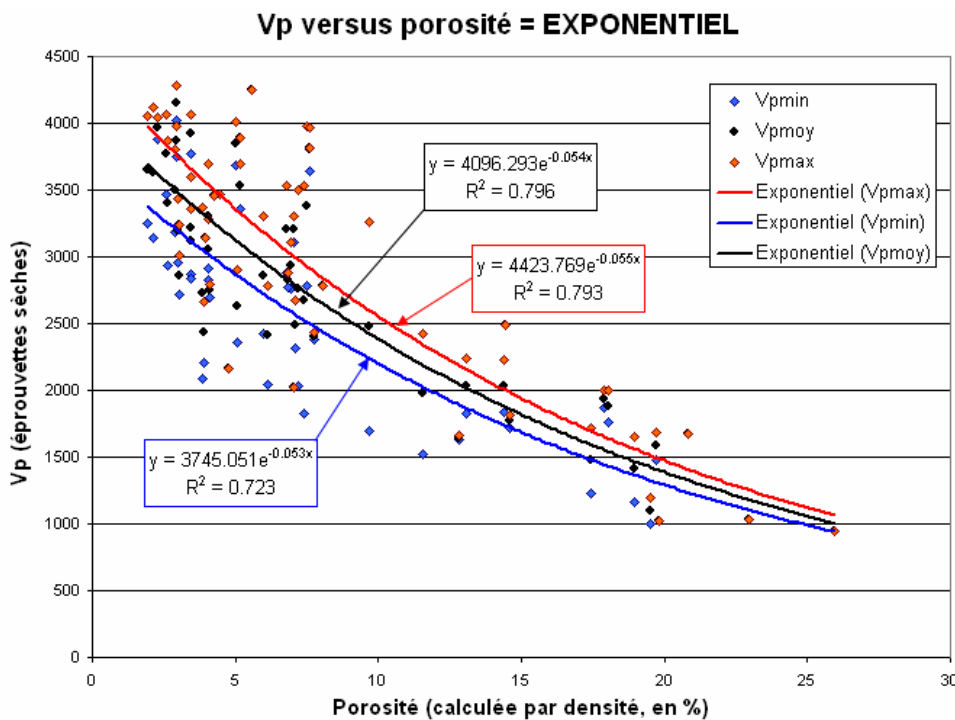


Figure 13 : Relation Vp versus porosité.

Comparaison des valeurs par sous-échantillons. Uniquement les mesures de vitesse sur des éprouvettes sèches.

La corrélation avec la densité de la roche semble être du même ordre, à peine moins marquée. Elle pourrait être du type exponentiel ou puissance.

➤ Indice de continuité, porosité, fracturation

La Figure 14 donne les résultats du calcul de l'indice de continuité I_c sur nos échantillons de grès Siwaliks supérieurs. Sur cette figure I_c a été calculé à partir des vitesses de propagations apparentes maximales $V_{p_{a_max}}$ dans nos éprouvettes avec une valeur V_{p_T} constante pour tous nos échantillons. Compte tenu de la faible teneur en phyllosilicates (<16% en moyenne) et de leur altération avancée, d'une teneur de 0% à 25% en carbonate, et de la présence dominante des grains de quartz, nous avons considéré une vitesse V_{p_T} de 6000 m.s^{-1} à 6100 m.s^{-1} avec une forte incertitude.

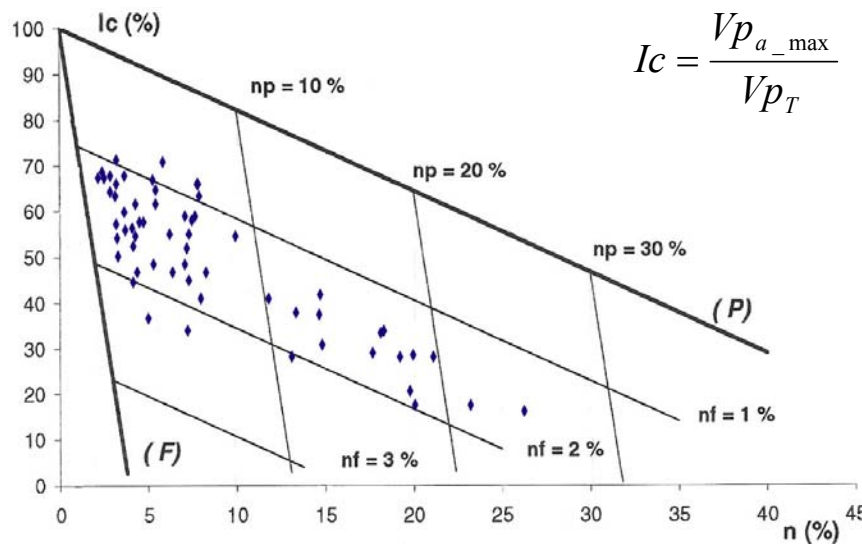


Figure 14 : Abaque de caractérisation de la porosité en fonction de l'indice de continuité Ic [Fourmaintraux, 1975]

Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

Ic est l'indice de continuité maximal (%) calculé à partir des vitesses maximales (dans le plan du litage) sur des éprouvettes sèches.

np est la « porosité de pore » (% du volume total de la roche).

nf est la « porosité de fissure » (% du volume total de la roche).

$n = np + nf$ est la porosité totale, mesurée par ailleurs (% du volume total de la roche).

Ic varie de 16% à 71% avec une moyenne de 49%. D'après la classification de Fourmaintraux [1975, dans Ortega-Bucio de Garnica, 1992], des valeurs aussi médiocres correspondent habituellement à des roches très poreuses ou très altérées. Une partie de la dispersion découle de différences de comportement entre les lithologies, et donc du choix de considérer une vitesse théorique Vp_T uniforme d'un échantillon à l'autre.

Malgré le biais lié à la mésestimation de Vp_T , nous avons essayé de calculer la « porosité de fissure » nf dans nos grès. Elle semble assez importante, atteignant 1% à 2% en général (moyenne 1.6%). A première vue elle n'apparaît corrélée ni à la vitesse des ondes P, ni à la porosité totale de la roche ; elle deviendrait prédominante par rapport à la porosité de pores dans les échantillons les moins poreux. En fait, les échantillons présentant les plus faibles porosités de fissure ont tous une faible porosité totale, mais la réciproque n'est pas vraie. Globalement la dispersion des valeurs de nf est très forte d'une roche à l'autre, par contre elle apparaît généralement faible pour un groupe d'échantillons prélevés au même endroit, même si les autres paramètres pétrologiques varient sensiblement, notamment la porosité totale.

L'utilisation de l'abaque Ic versus Icw (indice de continuité sur roche saturée) sur les cinq échantillons disponibles (grès ou des pélites bien consolidés) donne des résultats sensiblement différents. D'après cette nouvelle méthode la porosité de fissure nf serait moins importante d'un tiers que prévu par l'autre abaque, tandis que la porosité de pore np atteindrait 5 à 15%, soit une porosité totale $n = nf + np$ de 6 à 16%. Or, les mesures directes de porosité par saturation donnent des valeurs de 2 à 7% pour ces cinq éprouvettes.

L'incertitude sur les mesures de vitesse ou de porosité est trop faible pour expliquer de telles divergences entre les deux abaques (Ic versus n et Ic versus Icw). Pour concilier les résultats il faudrait : (1) soit envisager l'existence d'une porosité occluse absolue d'environ 4% à 9%, CAD plus de

50% de la porosité « totale » dans ces grès peu poreux, ce qui dépasse nettement toutes nos prédictions (cf. « Densité, porosité », p. 148) ; **(2)** soit considérer une vitesse de propagation maximale V_{pT} plus proche de 5000 m.s^{-1} que de 6000 m.s^{-1} , ce qui ne paraît pas raisonnable même si nous ne connaissons pas précisément la composition minéralogique de nos roches, notamment la teneur en argiles (cf. « Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès », p. 142). La « bonne » solution est sûrement intermédiaire.

L'analyse de la vitesse de propagation des ondes atteint sans doute ses limites dans le cas de roches très hétérogènes et surtout mal cimentées, voire altérées, comme les grès Siwaliks... L'incertitude sur les paramètres **lc**, **nf** et **np** est forcément importante. En outre la valeur de **nf** que nous avons calculé ne relève pas uniquement d'une vraie « porosité de fissure », ce qui ne signifie pas qu'elle n'a pas de réalité physique : elle dépend aussi de la valeur unique choisie pour V_{pT} , et donc indirectement des variations minéralogiques entre les échantillons.

Malgré ces critiques, la méthode permet au minimum d'identifier simplement les échantillons « anormaux » dans un groupe à priori homogène. C'est par exemple le cas du nodule riche en carbonate SED013 qui présente une porosité de fissure élevée de 2.2%, à comparer à la **nf** de 1.3% du nodule SED017 : nous verrons que cette différence va fortement impacter la résistance mécanique de cet échantillon (voir par exemple la Figure 35). De même l'extrême variabilité de **nf** pour les éprouvettes SED038 (entre 0.8 et 2.4%) pourrait être mise en relation avec les contrastes d'érodabilité constatés sur les galets façonnés dans cette lithologie (Figure 3). Cette observation est également valable pour les échantillons SED040, SED042bis, SED042, et SED041 qui montrent à la fois une **nf** supérieure à la moyenne et une forte variabilité entre les sous-échantillons. En revanche ce paramètre n'expliquerait pas le comportement mécanique particulier des pélites (notamment de l'échantillon SED039).

Notons enfin que la porosité de fissure semble plutôt cohérente avec nos observations de microfracturation des grains sur lame mince (Tableau 1). Nous ignorons pourquoi certains échantillons ont été plus affectés que d'autres, mais il est certain que l'ensemble des grès affleurant sur le front de chaîne ont subi : **(1)** la compaction liée à l'accumulation de sédiments dans le bassin ; **(2)** des contraintes tectoniques importantes au passage de la charnière de pli dans les Siwaliks (voir Chapitre I). Ces données sont à mettre en relation avec les observations effectuées dans le Chapitre II sur les diminutions de granulométrie dans les grès et les conglomérats à cause de la fracturation.

e Granulométrie

Cet aspect du problème a déjà été traité dans le Chapitre II. Rappelons que nous disposons de mesures effectuées sur une vingtaine d'échantillons de grès différents, et que nous avons mesuré le

D50, le mode, ainsi que quelques paramètres granulométriques comme l'indice de classement. Le D50 varie approximativement de 10 μm à 250 μm .

	D50	Mode granulométrique	1 - D50 / mode	Classement granulométrique	% sable	Porosité (par densité)	[CaCO ₃]	Porosité « initiale » (%calci. + %poro.)	Taux de remplissage par la calcite
D50		0.74	0.16	0.21	0.74	0.11	0.15	0.22	0.22
Mode granulométrique	0.74		0.59	0.46	0.66	0.27	< 0.1	0.23	0.23
1 - D50 / mode	0.16	0.59		0.66	0.23	0.39	< 0.1	0.13	0.13
Classement granulométrique	0.21	0.46	0.66		0.26	0.31	< 0.1	0.16	0.16
% sable	0.74	0.66	0.23	0.26		< 0.1	0.34	0.16	0.16

Tableau 3 : Coefficients de détermination entre les paramètres granulométriques et les autres propriétés pétrologiques.

Attention, coefficients de détermination linéaires calculés à partir de valeurs moyennées par échantillons. Jeu de 21 données (uniquement grès et pélites, argilites et nodules hyper carbonatés exclus). Corrélations linéaires.

	Densité de la roche	Porosité (par densité)	[CaCO ₃]	D50	Mode granulométrique	1 - D50 / mode	Classement granulométrique
Vp (ou Ic)	0.89	0.88	0.44	0.14	0.23	0.38	0.39
Porosité de fissure nf	0.22	0.17	< 0.1	0.28	0.32	0.42	0.30

Tableau 4 : Coefficients de détermination entre Ic, la porosité de fissure, et les autres propriétés pétrologiques.

Attention, coefficients de détermination linéaires calculés à partir de valeurs moyennées par échantillons. Jeu de 16 données (grès et pélites, argilites et nodules hyper carbonatés exclus). Corrélations linéaires.

La porosité mesurée ne dépend que très médiocrement du mode granulométrique. Les meilleurs coefficients de détermination s'obtiennent entre le classement ou la valeur « **1 – d50/mode** » et les paramètres calculés à partir de la vitesse de propagation des ondes : globalement la porosité totale diminue et surtout la « porosité de fissure » **nf** augmente pour un spectre granulométrique plus « étalé » (moins bon classement, décalage vers les fines du D50 par rapport au mode). Les tendances semblent s'améliorer en considérant certains groupes d'échantillons séparément. Ces corrélations, également en accord avec nos observations sur lame mince (Tableau 1, p. 147), confirmeraient que la granulométrie et la porosité de la roche évoluent en fonction de l'« endommagement » diagenétique des minéraux (altération + fracturation) comme nous en avons fait l'hypothèse dans le Chapitre II (voir l'exemple particulièrement parlant de l'échantillon SED042bis). La définition du meilleur paramètre pour caractériser cet endommagement reste à définir, mais cette piste est à développer.

2 Résistance mécanique des grès siwaliks

a Contexte et objectif des mesures

- **Quels paramètres mécaniques à étudier ?**

Il existe un grand nombre de paramètres mécaniques mesurables et autant de méthodes de mesures applicables sur une éprouvette de grès. Nous avons choisi de cibler quelques critères, à la fois faciles à mesurer et susceptibles d'être discriminants pour interpréter les contraintes subies par le substrat rocheux d'une rivière.

Nous avons vu dans le Chapitre I que l'élément dominant de l'abrasion fluviale est l'impact ou le frottement de galets sur le fond rocheux. Il faut savoir que la physique de l'impact est assez difficile à formaliser, la mise en contrainte étant ponctuelle, intense, et très fugace. La **théorie des chocs**, et en particulier sur la **Théorie de Hertz**⁵, permettent d'approcher ce problème. Nous ne rentrerons pas dans le détail de la résolution, notons simplement que cette solution analytique prédit l'existence sous le point d'impact, dans la masse rocheuse, de grandes zones soumises à une forte compression, mais également de secteurs mis en traction (Figure 15). Ainsi, la microfracturation de la roche responsable à terme de l'arrachement de petits fragments, et donc de l'érosion, peut résulter de mécanismes de rupture en compression ou en traction.

Il a également été proposé par Bitter [1963] que l'érosion s'exprime en fonction des propriétés mécaniques d'une roche suivant l'Équation 7 :

$$Vi = f(\text{Propriétés de l'impactant}, E_{\text{roche_impactée}}, \sigma_{\text{roche_impactée}}) \propto \frac{E_{\text{roche_impactée}}}{\sigma_{\text{roche_impactée}}^2}$$

Équation 7 : Relation théorique entre l'érosion et les propriétés mécaniques d'une roche d'après Bitter [1963] modifiée par Sklar et Dietrich [2004].

Vi est le volume moyen érodé sur un massif rocheux lors de l'impact d'un galet.

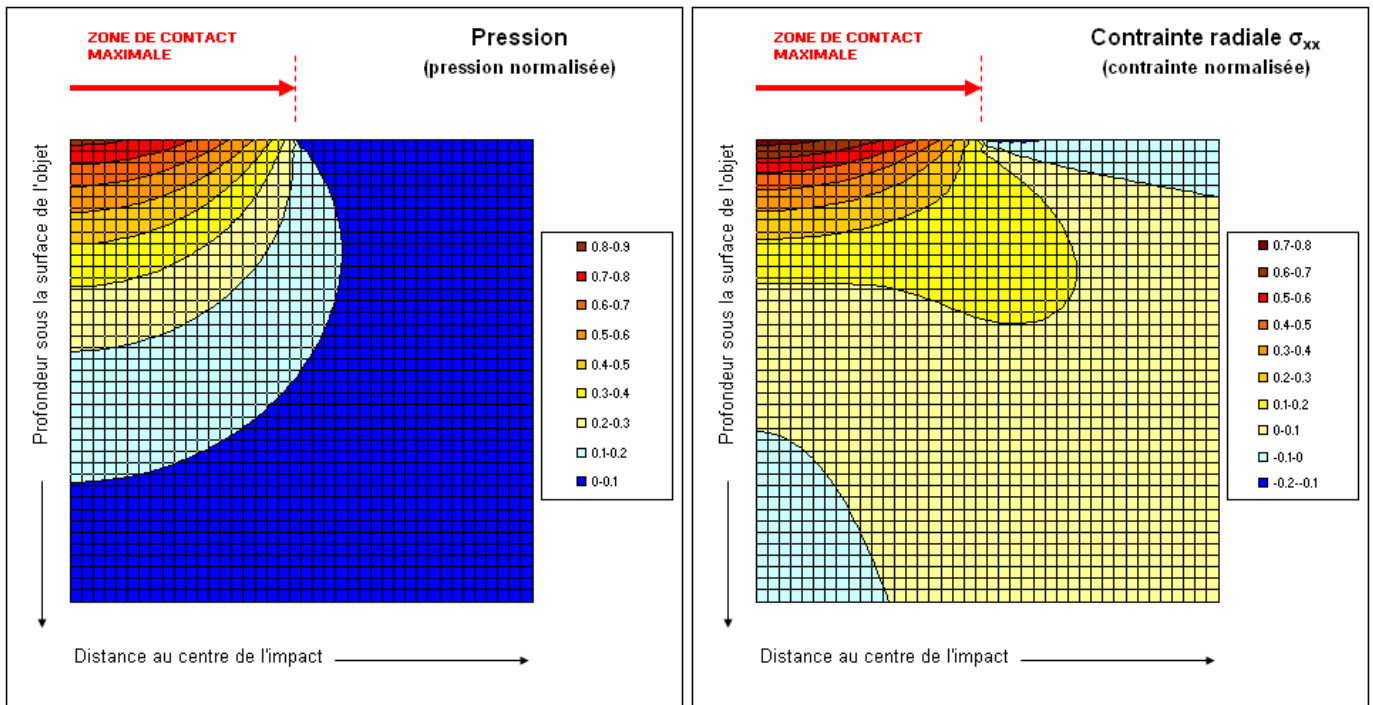
« **Propriétés de l'impactant** » = propriétés mécaniques, morphologiques, et dynamiques d'un galet impactant le massif rocheux.

E est le module d'Young du massif rocheux impacté.

σ est le seuil de rupture du massif rocheux impacté.

Bien que cela ne soit pas explicité par Bitter [1963] cette relation est également déduite de la théorie de Hertz et d'un critère de rupture ne dépendant pas de la pression mais seulement du déviateur des contraintes (type critère de Tresca ou de Von Mises).

⁵ Nous évoquerons de nouveau les résultats de la théorie de Hertz dans le chapitre consacré aux capteurs de chocs (Chapitre V).



$$P = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}}{3}$$

Figure 15 : Champs de pression et de contrainte σ_{xx} prévus par la Théorie de Hertz lors d'un impact.

(A) Pression P au paroxysme (valeurs normalisées).

(B) Contrainte radiale σ_{xx} au paroxysme (valeurs normalisées).

Ces figures représentent des coupes radiales de l'objet impacté, le centre du point d'impact étant situé à gauche. Le matériau modélisé est parfaitement élastique, isotrope, sans porosité, hétérogénéité ou fracture. La zone de contact maximale au paroxysme est indiquée.

La Théorie de Hertz permet d'estimer la surface de contact, le champ de force et le champ de pression liés au choc élastique entre une sphère et un objet. A partir de ces données il est possible de calculer les contraintes σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , puis les contraintes principales et déviatoriques en tout point de l'objet. Une contrainte positive indique une zone en compression, une contrainte négative une zone en traction.

Logiquement, la zone située directement sous la surface de contact est soumise à une forte contrainte en compression qui s'atténue avec la distance. Cependant il existe également une zone annulaire en traction située près de la surface immédiatement en bordure de la zone de contact. La contrainte maximale (négative) dans cette zone atteint ici 15% de la contrainte maximale au centre de l'impact (σ_{yy} positive, de valeur 1).

Cette figure illustre clairement que lors d'un impact l'ellipsoïde des contraintes ne se réduit pas à une seule contrainte appliquée suivant la normale à la surface : l'objet impacté est soumis à des contraintes principales $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$ et donc à une contrainte de confinement. Idéalement, pour un matériau continu homogène, l'application d'un critère de rupture comme celui de Mohr-Coulomb, de Murell, ou de Hoek-Brown, permettrait d'identifier les zones où pourraient s'initier les fissures. Pour déterminer le critère de rupture le mieux adapté à nos roches, il faudrait procéder à des essais de compression uniaxiale (ou mieux encore à une série d'essais triaxiaux).

Sur des bases probablement empiriques, Sklar et Dietrich [2001, 2004] ont repris une telle formulation (Équation 7 : Relation théorique entre l'érosion et les propriétés mécaniques d'une roche d'après Bitter [1963] modifiée par Sklar et Dietrich [2004].) en remplaçant la « résistance à la rupture » par le **seuil de rupture en traction (σ_t)** ou résistance à la traction (R_t). Ce seuil de rupture étant habituellement 10 à 20 fois plus faible que le seuil de rupture en compression (**UCS**) ou résistance à la compression (R_c), la rupture a en effet de fortes chances de s'initier en traction. Notre premier objectif a donc été de confronter nos mesures d'érodabilité aux valeurs de résistance à la traction des roches Siwaliks. Nous avons également mesuré la résistance à la compression et le module d'Young sur

quelques échantillons, en partie pour tester l'hypothèse de Sklar et Dietrich [2004] selon laquelle le module d'Young varie peu avec la lithologie. Plus généralement nous souhaitons identifier le(s) paramètre(s) mécanique(s) le(s) plus représentatif(s) de nos grès, et surtout d'interpréter ses relations avec la pétrologie de la roche, notamment la porosité et la densité.

Finalement nous avons réalisé trois types d'essais : des essais en traction dits « **essais brésiliens** », des **essais en compression uniaxiale**, et des essais sur le terrain avec un « **marteau de Schmidt** ». D'autres mesures auraient pu être intéressantes, comme les essais de micro dureté, de ténacité de fracture, ou les essais de résistance sous charge ponctuelle dits « essais Franklin ». Ceux que nous avons choisis sont certainement les plus répandus.

- **Importance de l'orientation de la fabrique des échantillons**

Dans les matériaux **stratifiés** et donc **anisotropes** (ou « isotropes transverses »), la connaissance de l'orientation de la fabrique est indispensable pour l'interprétation des paramètres mécaniques (exemple d'une louse qui se débite beaucoup plus facilement dans le plan de la schistosité que dans une autre direction). Dans notre cas l'anisotropie correspond aux **litages sédimentaires**, plus ou moins obliques par rapport au plan stratigraphique général et d'orientations très variables dans l'espace même à petite échelle.

Nous avons vu que cette anisotropie peut être définie à partir de critères pétrographiques (orientation des grains, lits de phyllosilicates, présence de grains argileux ou de nodules de calcites, étirement de la porosité, et cætera). Malheureusement le litage est souvent invisible à l'oeil nu sur les petits échantillons de grès fin même s'il paraît bien marqué à l'échelle microscopique ou au contraire à l'échelle de l'affleurement. L'orientation des éprouvettes doit impérativement être déterminée avant les tests mécaniques par une méthode simple, rapide, et non intrusive : la mesure des contrastes de vitesse apparente des ondes P était de ce point de vue la méthode la plus efficace (cf. « Vitesse de propagation des ondes P », p. 158).

- **Importance de l'hydratation des échantillons**

La présence d'eau fragilise les roches poreuses ou fracturées. **(1)** Tout d'abord l'eau lubrifie les contacts entre les grains ou les minéraux, ainsi que les parois de fissures. C'est surtout vrai en présence d'argiles qui deviennent plus plastiques, gonflent, et se mélangent au fluide. Même si les minéraux argileux paraissent peu abondants dans la roche, s'ils sont agglomérés à la surface des grains comme cela semble être le cas dans certains de nos échantillons (cf. « Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès », p. 142), leur effet déstabilisateur doit rester importants. Naturellement la présence de sels ou d'autres minéraux solubles produit un effet encore plus dévastateur. **(2)** Ensuite la

propagation des contraintes lors d'un impact ou d'une mise en charge progressive va être modifiée si les pores sont remplis d'eau.

Il va de soi qu'au fond d'une rivière les roches affleurant sont saturées d'eau, ou presque. Dans notre contexte de grès très poreux et donc potentiellement très riches en eau, les essais de résistance des matériaux pour la caractérisation des processus d'abrasion fluvatile devraient tous être effectués sur des échantillons saturés. Cependant, nous avons vu que beaucoup de nos échantillons sont tellement fragiles qu'ils ne supportent pas le processus de saturation (cf. « Densité, porosité », p. 148). Au-delà d'approximativement 13% de porosité tous les grès Siwaliks se désagrègent partiellement ou totalement en moins de 12 heures passées dans la cuve de saturation sous vide, même si dans leur contexte naturel ils résistent un peu mieux (léger confinement⁶, une seule surface libre, présence d'un encroûtement algaire comme nous le verrons dans le Chapitre IV, et cætera). Pour cette raison nous avons choisi de privilégier les essais mécaniques sur roche sèche permettant de comparer le comportement mécanique de tous les grès affleurant dans les Siwaliks. Par exemple nous avons réalisé deux fois plus d'essais de résistance à la traction sur roche sèche que sur roche saturée (voir le paragraphe « Mesure de la résistance à la traction en laboratoire par fendage », p. 172).

Notons également qu'une grande majorité des travaux de mécanique des roches sont réalisés sur des échantillons secs. Même Sklar et Dietrich [2001] n'ont utilisé que des valeurs de résistance mécanique obtenues sur roche sèche pour développer leurs théories sur l'érodabilité. Se servir d'éprouvettes sèches permet donc également de confronter plus facilement nos résultats avec les données disponibles dans la littérature. L'originalité de notre projet par rapport à ces travaux est de confronter aussi souvent que possible les deux types d'essais (secs et saturés).

- **Autres remarques sur les essais mécaniques**

(1) Il faut garder à l'esprit qu'il s'agit d'essais mécaniques normalisés en « **statique** », et que le comportement de la roche soumise à une contrainte « **dynamique** » est potentiellement différent. En général les seuils de rupture et de déformation plastique (permanente) sont atteints plus rapidement lorsque la contrainte est appliquée brutalement, comme lors d'un choc.

(2) **L'effet d'échelle** est un biais très sensible en mécanique des roches. Plus un échantillon est volumineux, plus il a de chance de contenir une discontinuité, et moins il sera résistant aux contraintes mécaniques. Ainsi un massif rocheux pris dans son ensemble présenterait systématiquement une

⁶ Tous nos essais mécaniques ont été réalisés à pression atmosphérique. Sur le terrain, la hauteur d'eau n'excédant pas 10 m dans le pire des cas, la pression de confinement « naturelle » hors impact est forcément inférieure à 0.1 MPa.

résistance mécanique globale inférieure à la résistance de tous les petits échantillons récupérés pour les essais. Dans notre cas, l'abrasion étant un processus d'érosion se produisant à très petite échelle, l'effet d'échelle entre les mesures d'érodabilité et les mesures des autres propriétés mécaniques devrait rester limité. Notons toutefois que le volume de roche affecté par un impact est nettement inférieur au volume de roche des éprouvettes. En revanche il est certain que les essais classiques de résistance des matériaux ne suffiraient pas pour caractériser les autres processus d'érosion agissant à grande échelle comme l'arrachement de blocs.

(3) La densité dépendant de la porosité pour une large part mais aussi de la composition minérale, un meilleur coefficient de détermination entre un paramètre mécanique et la densité indiquera sans doute une influence particulière de la minéralogie sur ce paramètre.

b Mesure de la résistance à la traction en laboratoire par fendage

Nous avons effectué **126 essais** de ce type sur **45 échantillons** différents.

• Protocole expérimental

➤ Principe général

L'**essai par fendage** ou « **essai brésilien** » est un essai en **traction indirecte**. Il s'effectue sur des éprouvettes cylindriques disposées horizontalement entre les plateaux d'une presse. L'écrasement du cylindre suivant deux génératrices entraîne son éclatement par mise en traction du diamètre vertical (Figure 16). La « **résistance à la traction brésilienne** » **R_{tb}** correspond à la contrainte de rupture du matériau, assimilée à la pression « négative » au-delà de laquelle un matériau soumis à une **traction simple directe** se briserait. La **R_{tb}** se calcule suivant l'Équation 8 qui découle de la théorie élastique pour un disque 2D.

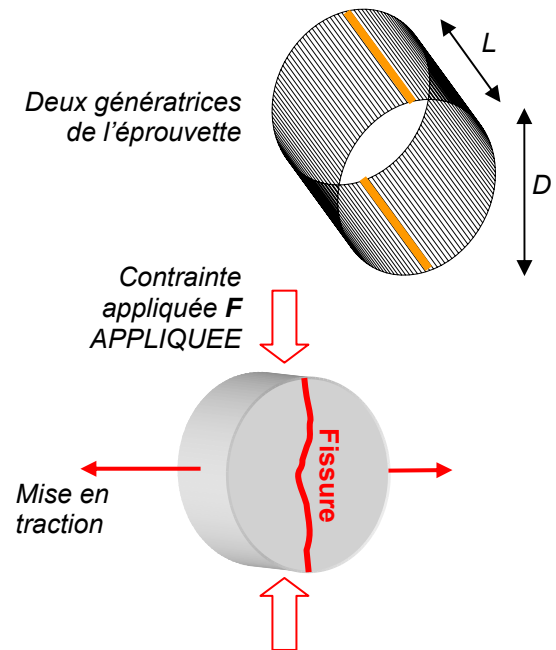
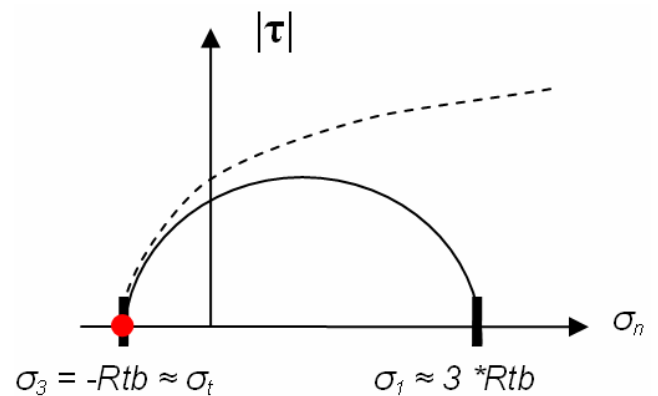


Figure 16 : Dispositif expérimental de l'essai « brésilien », petite presse Tri-Scan 50 du laboratoire 3S.

$$\sigma_3 = \frac{2}{\text{Surface_extérieure_épreuve}} * F$$

$$Rtb = \frac{2 * F_{\max}}{\pi * D * L}$$



Équation 8 : Calcul de la résistance à la traction brésilienne Rtb à partir de la force exercée par la presse.

L'application d'une force « ponctuelle » en compression sur les génératrices revient à appliquer cette force en tension sur la demi surface extérieure du cylindre.

σ_1 est la contrainte maximale en compression au centre de l'éprouvette, et σ_3 est la contrainte en traction correspondante (Pa, négative).

F est la charge appliquée par presse, et F_{\max} la charge maximale lors de l'éclatement (N).

Rtb est la résistance à la traction brésilienne, comparable à la résistance à la traction directe σ_t de la roche (Pa, exprimée en MPa).

D est le diamètre de l'éprouvette (m).

L est la longueur de l'éprouvette (m).

Leur simplicité de mise en œuvre rend les essais brésiliens très populaires en mécanique des roches et en géotechnique. En France le protocole expérimental est défini par la norme NF P18-408 (béton) ou NF P94-422. Un petit volume de roche est suffisant pour effectuer l'essai et la préparation des éprouvettes demande peu d'usinage. Aucun capteur coûteux n'est indispensable et l'adaptation des appareils de mesure reste extrêmement simple. Au contraire un essai en traction directe nécessiterait une éprouvette parfaitement rectifiée et un collage délicat des têtes de traction.

➤ Préparation des échantillons

La première étape consiste à forer et à couper les carottes aux dimensions souhaitées. Habituellement les éprouvettes ont un diamètre D compris entre 48 et 54 mm avec un rapport L/D toujours compris entre 0,5 à 1 ($D > L$). Pour de telles valeurs la R_{tb} est habituellement considérée comme indépendante de tout effet de proportion. Nous avons respecté le rapport L/D préconisé (en moyenne 0.71), cependant compte tenu des faibles volumes d'échantillons disponibles et de la difficulté de forer de grosses carottes avec un carottier portatif, nous avons utilisé des éprouvettes de diamètres 26 mm ou 40 mm inférieurs aux standards.

Les contraintes d'échantillonnage et de rapatriement des échantillons ont limité le nombre d'éprouvettes disponibles par affleurement. Nous avons rarement pu effectuer les 5 mesures par type d'échantillon recommandées par la norme Afnor. En outre dans certains cas, nous avons dû nous contenter d'éprouvettes mal taillées ou fissurées.

➤ Outils utilisés

En 2006 les mesures ont été effectuées au LGIT (ex LIRGM) sur l'ancienne presse du laboratoire. Pour mesurer la force appliquée nous ne disposions que d'un anneau dynamométrique : les mesures de la force maximale atteinte juste avant la rupture sont relativement imprécises. En 2007 nous avons pu disposer d'une petite presse « Tri-Scan 50 » Geneq® du laboratoire 3S de l'ENSHMG (la presse du LGIT étant indisponible). Le capteur de force adapté sur le dispositif nous a permis d'enregistrer les courbes de mise en charge des éprouvettes, la force maximale, et le « raccourcissement » vertical de l'objet.

L'avancement de la presse a été réglé à 0.2 mm.min^{-1} pour toutes les expériences quelle que soit la taille des éprouvettes. L'augmentation de contrainte est suffisamment lente et ne devait pas affecter la mesure en statique [Newman and Bennett, 1990].

➤ Type d'essais réalisés et orientation des éprouvettes

Il s'agit d'orienter l'éprouvette entre les enclumes de la presse par rapport au litage de la roche. Le recours à l'outil acoustique s'est souvent révélé indispensable. Nous avons rejeté dans la mesure du possible les carottes obliques par rapport à la stratigraphie. Finalement, trois types d'essais ont été réalisés (Figure 17) :

1. **Essai T.** La carotte a été forée dans une direction orthogonale au plan lithostratigraphique, et le plan défini par les deux génératrices (futur plan de fracture) est forcément orthogonal au litage quelle que soit la disposition de l'éprouvette. La fracture doit se propager perpendiculairement au plan du litage.

2. **Essai LT.** La carotte a été forée dans le plan lithostratigraphique, et l'éprouvette est disposée de sorte que le plan défini par les deux génératrices soit orthogonal à la stratigraphie. La fracture doit se propager perpendiculairement au plan du litage.

3. **Essai LL.** La carotte a été forée dans le plan de la stratigraphie, et l'éprouvette est disposée de sorte que le plan défini par les deux génératrices soit parallèle à la stratigraphie. La fracture doit se propager dans le plan du litage.

En outre, quand la qualité de la roche et le nombre d'éprouvettes disponibles le permettaient, nous avons également procédé à des essais de traction sur roche saturée (39 essais sur 126 dont certain de type LL).

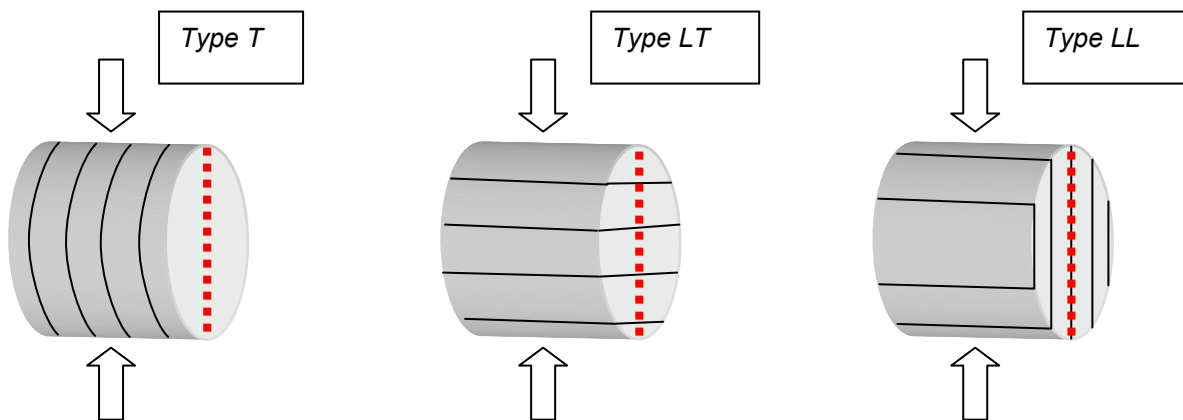


Figure 17 : Les trois dispositions possibles de l'éprouvette par rapport au litage de l'échantillon lors d'un essai brésiliens.

Nous avons réalisé 74 essais de type T, 6 essais de type LT et 16 essais de type LL, plus 30 essais avec une orientation mal définie (à priori plutôt de type T).

• Résultats généraux

➤ Résistance à la traction « brésilienne » dans les grès Siwaliks

La résistance à la traction des grès et arénites Siwaliks moyens et inférieurs varie de 0.04 MPa à 6.3 MPa (essais de type T), ce qui correspond à des résistances extrêmement faibles à assez élevées pour des grès. Si la correction de Yu et al. [2006] avait été appliquée (voir Annexe IV), nous aboutirions à des valeurs de 0.05 à 7.5 MPa. A titre de comparaison la résistance des grès des Vosges que nous avons également testés atteint 2.6 à 5.2 MPa (essais de type T), celle du calcaire de la Bastille 5.7 MPa, celle d'un autre calcaire micritique 6.6 MPa, celle d'une éprouvette de béton 3.3 MPa. Si nous considérons un ensemble d'échantillons représentatifs des roches affleurant à la surface dans les

Siwaliks, nous obtenons une moyenne de seulement 2.2 MPa avec un écart type de 1.8 MPa (essais de type T), ou 2.8 MPa avec la correction de Yu et al. [2006]⁷.

- Dispersion des données, effet des corrections d'écrasement ou de proportion

La dispersion apparente importante des données est particulièrement marquante. Au sein d'une famille de sous-échantillons provenant du même site d'échantillonnage et soumis au même type d'essai, l'écart type relatif des résultats atteint en moyenne $\pm 25\%$ de la valeur de R_{tb} moyenne du groupe, et jusqu'à $\pm 70\%$ dans certains cas. Les échantillons présentant les plus fortes disparités d'érodabilité ou de porosité, notamment les pélites et les lutites, donnent également les plus fortes variations de R_{tb} . En outre le mauvais état de surface de certaines éprouvettes perturbe la mesure : les carottes abîmées ou difformes présentent généralement une résistance inférieure à la moyenne.

• Relations entre la R_{tb} de type T sur éprouvette sèche et la pétrologie

Dans un premier temps, focalisons nous sur les nombreux essais de type T sur éprouvettes sèches que nous avons effectués. La plupart des tendances que nous allons définir sont extrapolables aux autres types d'essais brésilien.

- Effet de la porosité sur la R_{tb}

La résistance à la traction apparaît bien anti corrélée à la porosité des grès malgré une dispersion apparente assez importante des données (Figure 18). La meilleure relation est clairement du type exponentiel « $R_{tb} = a * \exp(-b * \text{porosité})$ » avec un coefficient de détermination de 0.91 si l'on considère uniquement tous les essais de type T sur des éprouvettes non saturés. Il atteint même 0.94 en se basant sur les valeurs moyennées par échantillons. Naturellement la relation inverse « $\text{porosité} = f(R_{tb})$ » serait logarithmique. Ce type de relation a déjà été décrit dans la littérature [Aydin and Basu, 2006].

⁷ Nous avons testé des corrections de la R_{tb} proposées dans la littérature, par exemple celle Yu et al. [2006], dans le but de réduire un biais éventuel lié à l'écrasement des éprouvettes pendant l'essai ou à un effet de proportion L/D. Elles n'ont finalement pas été appliquées à nos données, mais leurs effets sont discutés en Annexe IV.

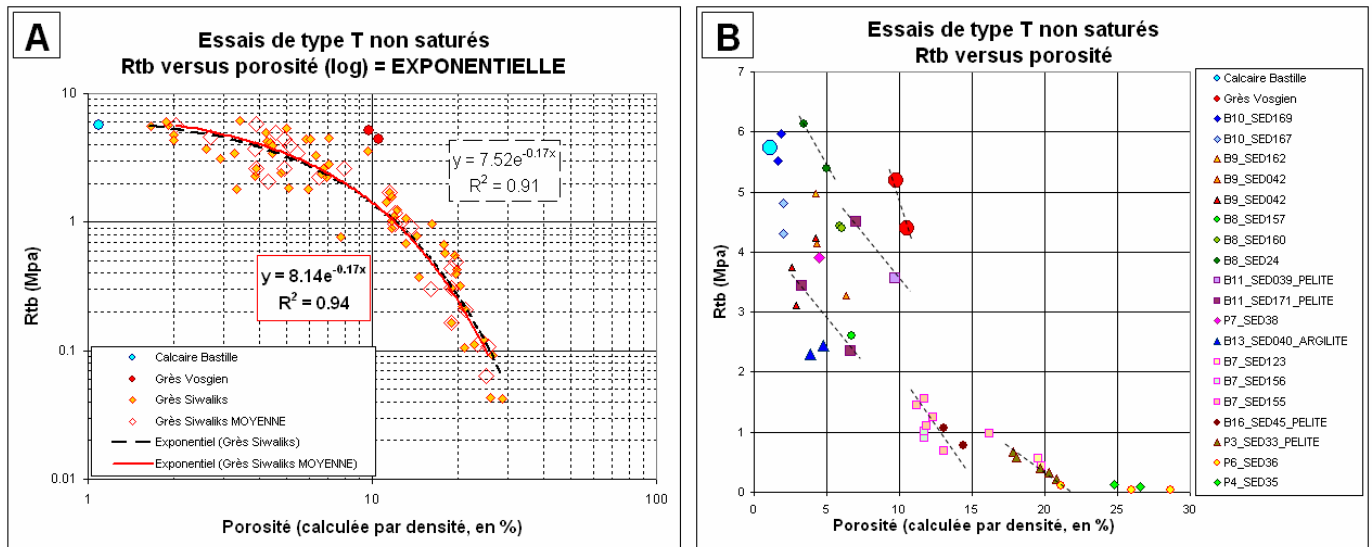


Figure 18 : Relations porosité versus Rtb et densité versus Rtb.

Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

Uniquement les essais de **type T** sur des **échantillons secs**.

(A) Sur ce graphique l'ensemble des mesures de Rtb ont été mises en relation avec la porosité de l'éprouvette. La série de donnée « Grès Siwaliks MOYENNE » correspond aux valeurs moyennées par échantillons (valeurs moyennes de la porosité et de la Rtb pour chaque échantillon). Globalement nous obtenons $a = 7.52$ ou 8.14 et $b = -0.17$ comme paramètres de la relation exponentielle « **porosité versus Rtb** » dans les grès Siwaliks. Aydin and Basu [2006] aboutissaient à des valeurs assez proches de $a = 8.3$ et $b = -0.14$ sur un granite plus ou moins altéré.

(B) Les différentes familles de sous-échantillons sont représentées par des symboles de formes et de couleurs différentes. En outre deux symboles de la même forme mais de couleurs légèrement différentes correspondent à des échantillons prélevés sur la même barre rocheuse (même site d'échantillonnage). Les valeurs obtenues pour une famille de sous-échantillons sont généralement regroupées dans le même secteur du nuage de point, voire alignées.

➤ Origines de la dispersion sur la relation porosité versus Rtb

La Figure 18 montre que la dispersion des données de part et d'autre de la courbe de corrélation augmente sensiblement quand la porosité des grès devient inférieure à 10 ou 15% : la résistance à la traction dépend surtout de la porosité pour des roches très poreuses, mais aussi d'autres paramètres pétrologiques si la roche est compactée ou/et cimentée. La Figure 18B dévoile clairement des différences de comportement « cohérentes » d'un échantillon à l'autre. En effet la plupart des sous-échantillons d'une même famille sont regroupés dans le nuage de point : la dispersion a donc une origine physique plus importante que le bruit sur la mesure. L'influence de la lithologie sur la corrélation ne fait pas de doute ; d'ailleurs les quelques mesures effectuées sur des grès Vosgiens à ciment siliceux laissent transparaître un comportement différent de celui des grès Siwaliks, avec une résistance nettement plus élevée à porosité égale. Toutes ces observations restent valables dans le cas d'essais de type LL ou sur roche saturée.

Les types lithologiques présentés précédemment (grès, pélites, argilites) n'expliquent que partiellement la dispersion des données dans les roches faiblement poreuses. Certes les pélites présenteraient une résistance plutôt plus élevée que la moyenne (SED039), tandis que les argilites

(SED040) montrent au contraire une résistance plus faible, mais globalement le signal paraît assez flou. Malgré cela les contrastes observés sur la Figure 7 et la Figure 8 (relation porosité versus densité) semblent se répercuter en partie sur la relation R_{tb} versus porosité. Les mêmes hétérogénéités au sein d'une famille de sous-échantillons se retrouvent dans les deux relations, par exemple le caractère plus ou moins « pélitique » des différentes éprouvettes de SED171.

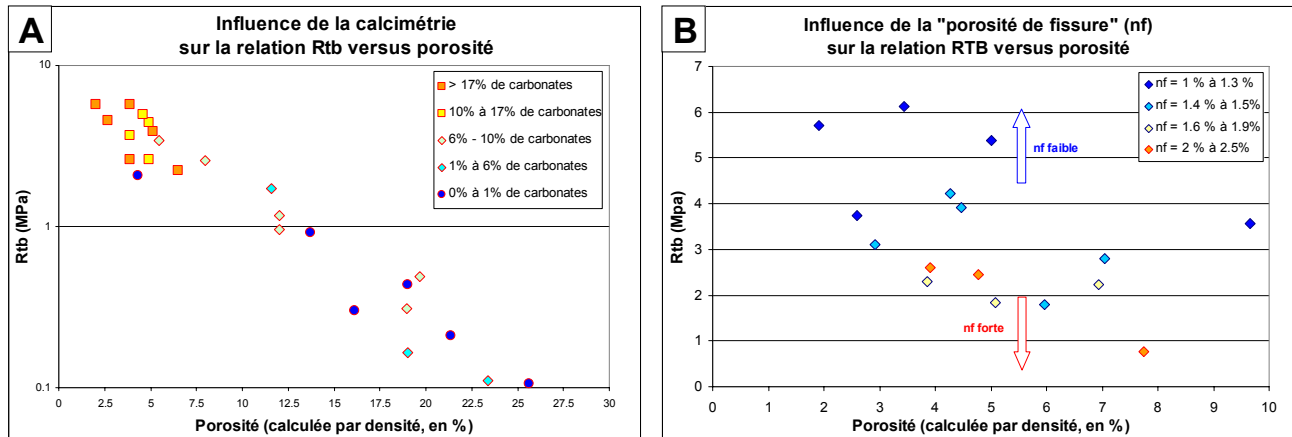


Figure 19 : Influence de la teneur en carbonate et de la « fracturation » sur la relation porosité versus R_{tb} .

Uniquement les essais de **type T** sur des **échantillons secs**.

(A) Influence de la teneur en carbonate. Comparaison des valeurs moyennées par échantillons.

(B) Influence de la porosité de fissure. Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

Les différences de comportement entre les échantillons sont assez difficiles à interpréter plus en détail. La Figure 19A montre que l'extension du ciment carbonaté n'a qu'une influence limitée sur la relation **R_{tb} versus porosité**, tout du moins **sur roche sèche** : si tous les grès riches en carbonate présentent une résistance élevée, les variations de teneur en calcite ne permettent pas de discriminer les grès résistants entre eux (observation également faite par Dunn et al. [1973]).

En revanche le paramètre **nf** aurait une incidence plus importante (Figure 19B). Logiquement une « porosité de fissure » élevée a pour effet de réduire la résistance à la traction, à porosité totale constante. Cette fragilité provient : **(1)** soit de la microfracturation des grains ou des bordures de grains (à priori la fissuration préexistante est plutôt intra granulaire dans nos grès, cf. « Caractérisation minéralogique et microstructurale des grès », p. 142) ; **(2)** soit de la macro fracturation de la roche (par exemple dans les échantillons d'argilite comme SED040) ; **(3)** soit du degré d'altération ou d'autres paramètres mal définis (minéralogie, et cætera) dont dépendrait la valeur de **nf**.

Enfin la granulométrie semble n'avoir pas ou peu d'effet sur la relation **R_{tb} versus porosité**.

➤ Effet de la densité sur la Rtb

La corrélation entre la Rtb (essais de type T, sec) et la densité de la roche est bonne (Figure 20A), mais un peu moins nette qu'avec la porosité ($r^2 = 0.84$ pour une relation exponentielle, $r^2 = 0.85$ pour une relation « puissance »). Cette petite différence confirme l'influence plus importante de la porosité que de la minéralogie sur la résistance à la traction. Une faible corrélation existerait également avec la densité moyenne des grains estimée (Équation 5 et Figure 6) : la présence de minéraux « lourds » (micas) ou l'absence de minéraux « légers » (argiles) aurait tendance à augmenter la résistance de la roche.

➤ Relations entre les vitesses des ondes P et les valeurs de Rtb.

La corrélation entre la Rtb de type T sur éprouvette sèche et la vitesse des ondes P est également assez bonne (Figure 20B). Le meilleur coefficient de détermination s'obtient avec $V_{p\max}$, la vitesse maximale dans le plan du litage ($r^2 = 0.88$ pour une relation exponentielle). La relation $V_{p\max}$ **versus** Rtb est sensiblement meilleure que la relation $V_{p\max}$ **versus** porosité (Figure 14). La relation $V_{p\max}$ **versus** Rtb ne dépend donc pas que de la porosité.

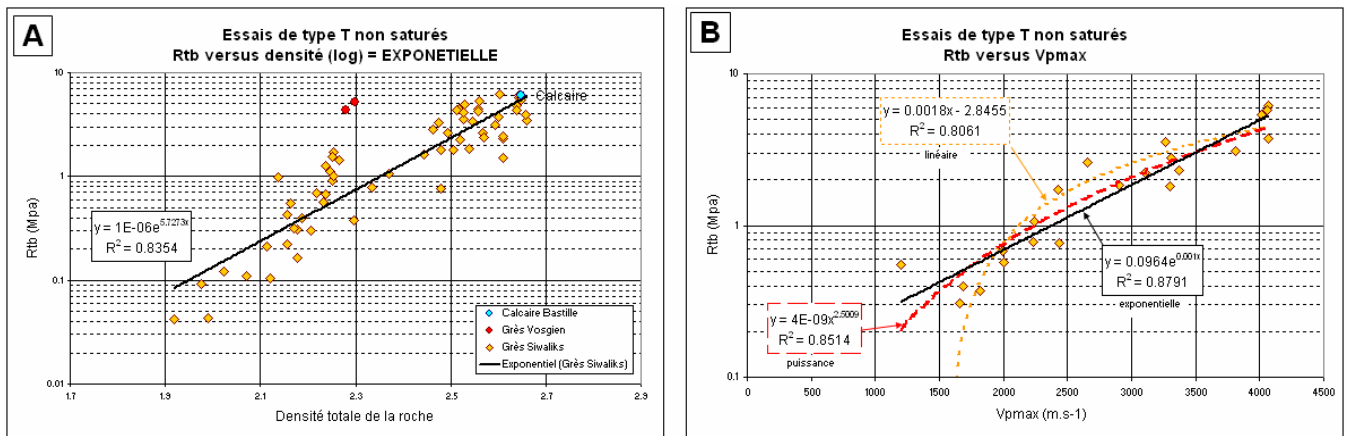


Figure 20 : Relations densité versus Rtb et vitesse des ondes P versus Rtb.

Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

Uniquement les essais de **type T** sur des éprouvettes **sèches**.

(A) Relation avec la densité totale de la roche.

(B) Relation avec la vitesse des ondes P maximale sur éprouvette sèche. Trois courbes de corrélation différentes sont indiquées sur le graphique, accompagnées de leurs équations respectives. Notons que la droite de corrélation linéaire coupe l'axe des abscisses (Rtb = 0 Mpa) pour une vitesse maximale de 1580 m.s⁻¹.

• Effet de la saturation et de l'orientation du litage sur la Rtb

Les ratios « **Rtb roche saturée / Rtb roche sèche** » et « **Rtb LL / Rtb T** » que nous allons présenter dans les deux paragraphes suivants sont assez imprécis car ils sont nécessairement calculés sur des valeurs moyennées par échantillon. L'incertitude sur le second ratio est sans doute la plus élevée

car les carottes d'orientations différentes ont souvent dû être forées à quelques décimètres de distance, donc potentiellement dans des lithologies légèrement différentes.

- Comparaison entre les essais saturés et non saturés, influence de la teneur en carbonates

Comme prévu la saturation fragilise les échantillons. Dans nos grès le ratio « **Rtb roche saturée / Rtb roche sèche** » varierait de 0.42 à 1 avec une moyenne de 0.74 (écart type de 0.15) pour les essais de type T. Il semble corrélé à l'extension du ciment carbonaté : une forte teneur en calcite est toujours associée à un ratio élevé, mais la réciproque n'est pas vraie. Cette corrélation est vérifiée indirectement par les différences entre les relations **Rtb roche saturée versus [CaCO₃]** et **Rtb roche sèche versus [CaCO₃]** (Figure 21A et B) :

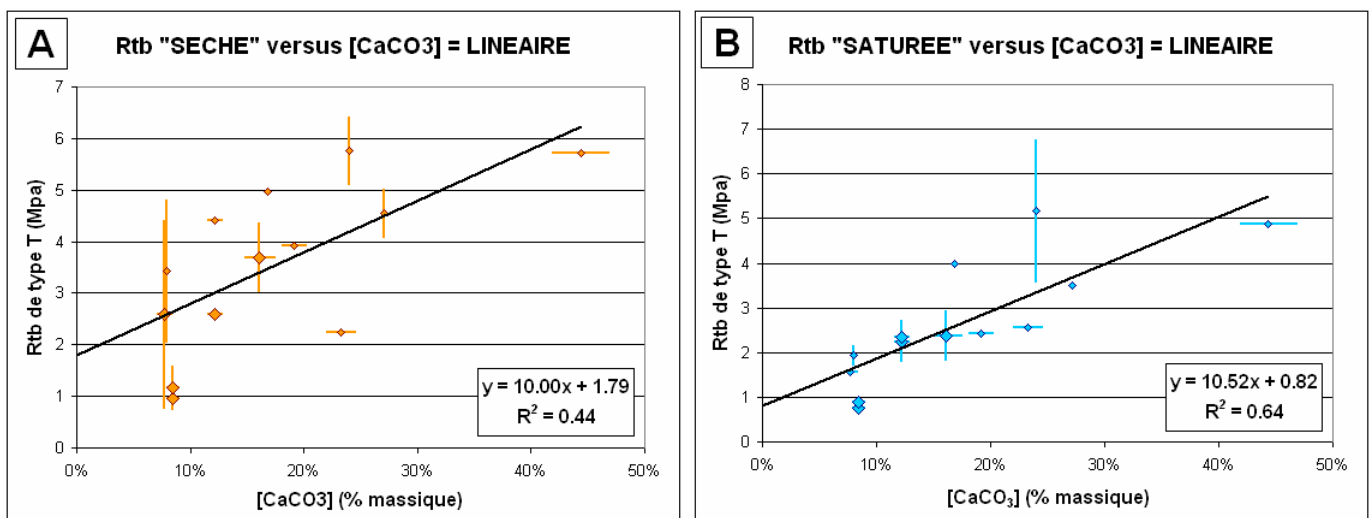


Figure 21 : Relations Rtb roche sèche versus [CaCO₃] et Rtb roche saturée versus [CaCO₃].

Comparaison des valeurs moyennées par échantillons.

Uniquement les essais de **type T**.

(A) Rtb roche sèche versus [CaCO₃]. Le groupe a été limité aux échantillons pour lesquels au moins une mesure de la Rtb sur éprouvette saturée a été effectuée. Si nous considérons tous les essais brésiliens sur éprouvette sèche le coefficient de détermination s'élèverait vers 0.6. Notons que l'exclusion du groupe des pélites et des nodules ne modifie pas sensiblement le coefficient. La relation proposée est linéaire, mais l'application d'une relation puissance ou logarithmique ne change pas sensiblement le coefficient de détermination.

(B) Rtb roche saturée versus [CaCO₃]. La meilleure relation n'est pas forcément linéaire mais peut être du type puissance ou logarithmique. Idéalement ces relations aboutiraient à une valeur de Rtb de l'ordre de 7 à 11 MPa pour un calcaire massif présentant le même type de cristallisation, ce qui paraît tout à fait raisonnable.

Les coefficients de détermination obtenus pour la relation **Rtb versus [CaCO₃]** (Figure 21A et B) paraissent moins bons que ceux de la relation **Rtb versus porosité** (Figure 22A) : ces résultats confirment que la teneur en calcite est un paramètre de second ordre par rapport à la porosité. **Cependant ils montrent également que le rôle du ciment carbonaté devient plus déterminant pour des grès saturés.** Naturellement ces observations ne sont valables que pour les roches suffisamment résistantes supportant la saturation : pour les autres échantillons la résistance à la traction « saturée » peut être considérée comme presque nulle, du moins dans les conditions expérimentales en laboratoire.

Notons enfin que d'après la Figure 22A la porosité ne semble pas ou peu contrôler l'effet de la saturation sur la résistance à la traction, du moins pour des valeurs inférieures à 10%.

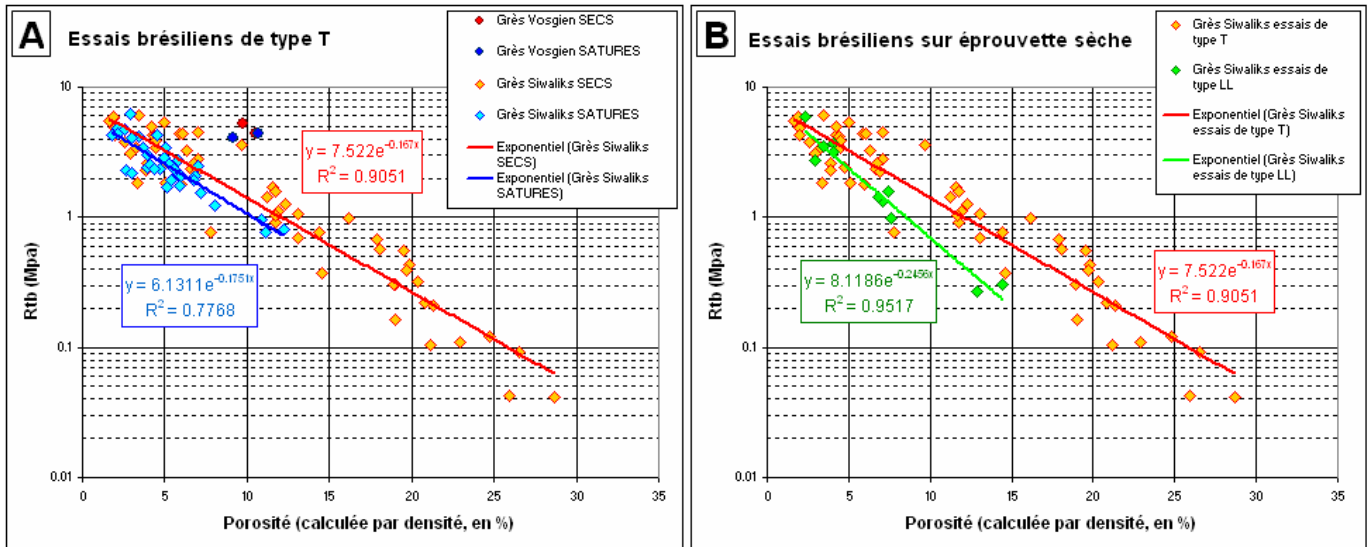


Figure 22 : Influence de la saturation et de l'orientation de l'essai sur la relation porosité versus Rtb.

Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

(A) Influence de la saturation. Les variations de réaction à la saturation sont très variées d'une éprouvette à l'autre. Il ne semble pas exister de relation à la porosité. Notons que la dispersion des données est plus importante sur roche saturée : la résistance à la traction dépend moins clairement de la porosité en présence d'eau, d'autres paramètres comme la teneur en carbonates entrent en jeu (cf. Figure 21).

(B) Influence de l'orientation de l'essai. La encore les variations de comportement sont importantes, mais elles dépendent clairement de la porosité.

Nous disposons de trop peu d'essais de type LL sur éprouvette saturées pour observer un effet éventuel de la saturation sur le ratio $R_{tb\ LL} / R_{tb\ T}$.

➤ Comparaison entre les essais T, LL⁸

L'anisotropie des grès même si elle n'est pas visible à l'œil nu a souvent un effet marqué sur la résistance à la traction brésilienne. Comme nous pouvions nous y attendre, la résistance à la traction « LL » apparaît toujours inférieure ou égale à la résistance à la traction « T » : le litage sert facilement de plan de fracture. Dans nos grès le rapport « $R_{tb\ LL} / R_{tb\ T}$ » varie de 0.25 à 1 avec une moyenne de 0.67 (écart type de 0.25). Cette large gamme de « ratios d'anisotropie » paraît cohérente par rapport aux observations d'autres auteurs sur des lithologies comparables [Colak and Unlu, 2004].

Curieusement ce ratio ne semble pas corrélé au degré d'anisotropie défini à partir des contrastes de vitesse de propagation des ondes P (CAD le ratio « vitesse dans éprouvette sèche / vitesse dans éprouvette saturée » dans le paragraphe « Vitesse de propagation des ondes P », p. 158).

⁸ Les quelques essais de type « LT » effectués donnent une résistance inférieure aux essais « T » (mais supérieure aux essais « LL »). La différence entre les essais « T » et « LT » semble difficile à expliquer car dans les deux cas la fracture se propage orthogonalement au plan de la fabrique.

En revanche, d'après la Figure 22B le rapport « **Rtb LL / Rtb T** » dépendrait clairement de la porosité de la roche. La relation semble du type exponentiel. La compaction ou/et la cimentation aurait donc pour effet « d'effacer » l'anisotropie mécanique de la roche (Équation 9).

$$\frac{\text{Rtb LL}}{\text{Rtb T}} \approx e^{(-0.0786*n)} < 1$$

Équation 9 : Augmentation du ratio « Rtb LL / Rtb T » avec la porosité dans les grès Siwaliks.

***n** est la porosité de la roche.*

Cette relation empirique mériterait d'être confirmée par de nouvelles données, mais les coefficients de détermination sont plutôt bons (Figure 22B). Elle a été obtenue sur des éprouvettes sèches.

➤ Autre observations

Pour des essais T ou LL **sur éprouvette sèche**, les meilleures corrélations entre la **vitesse des ondes P** et la **Rtb** sont obtenues avec les valeurs **Vp_{max}** (Tableau 5). Une vitesse maximale élevée indique un réseau de grains bien en contact dans le plan du litage. Ainsi la résistance à la traction d'un grès anisotrope sec dépendrait surtout de la structure et de la cohésion de la roche dans le plan du litage, et ce quel que soit l'orientation de la contrainte.

Au contraire, sur **une éprouvette saturée**, la valeur **Vp_{min}** (mesurée sur roche sèche) semble beaucoup mieux corrélée à la Rtb que la valeur **Vp_{max}** (Tableau 5). Une vitesse minimale faible étant plutôt liée à une structure « en feuillets » marquée, cela signifierait qu'un grès saturé est plus sensible aux « discontinuités de vitesse » qu'un grès sec. Malheureusement nous ne disposons pas de mesures de vitesse des ondes P suffisamment nombreuses pour approfondir la question.

	Nombre de valeurs	Vp _{max} sec	Vp _{min} sec	Vp _{moy} sec
Rtb type T sec	29	Linéaire r ² = 0.81 Puissance r ² = 0.85 Exponentielle r² = 0.88	Linéaire r ² = 0.7 Puissance r ² = 0.65 Exponentielle r ² = 0.66	Linéaire r ² = 0.81 Puissance r ² = 0.82 Exponentielle r ² = 0.79
Rtb type LL sec	11	Linéaire r ² = 0.37 Puissance r² = 0.60 Exponentielle r ² = 0.58	Linéaire r ² = 0.38 Puissance r ² = 0.36 Exponentielle r ² = 0.34	Linéaire r ² = 0.43 Puissance r ² = 0.55 Exponentielle r ² = 0.51
Rtb type T sat	10	Linéaire r ² < 0.1 Puissance r ² < 0.1 Exponentielle r ² < 0.1	Linéaire r ² = 0.44 Puissance r ² = 0.44 Logarithmique r² = 0.48	Linéaire r ² = 0.31 Puissance r ² = 0.29 Logarithmique r ² = 0.32

Tableau 5 : Coefficients de détermination entre les différentes valeurs de vitesse des ondes P et de Rtb.

Coefficients obtenus par comparaison des valeurs par sous-échantillons.

Les relations Vp versus Rtb de type LL sur éprouvettes sèches ou Vp versus Rtb de type T sur éprouvettes saturées sont moins bonnes que la relation Vp versus Rtb de type T sur éprouvettes sèches. Les principales raisons sont : (1) la gamme de résistance des éprouvettes utilisées pour la mesure de la Rtb de type T est beaucoup plus large ; (2) le nombre de valeurs disponibles pour le calcul statistique n'est pas le même.

c Mesure de la résistance à la compression uniaxiale

Nous avons effectué **6 essais** de ce type sur **6 échantillons** différents.

• Protocole expérimental

➤ Principe général

L'essai de **compression uniaxiale** ou de **compression simple** (norme NF EN 1926) consiste à mesurer le comportement mécanique (déformation et rupture) d'une éprouvette de roche placée sous une presse et soumise à une seule contrainte σ_1 avec $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ (Figure 23).

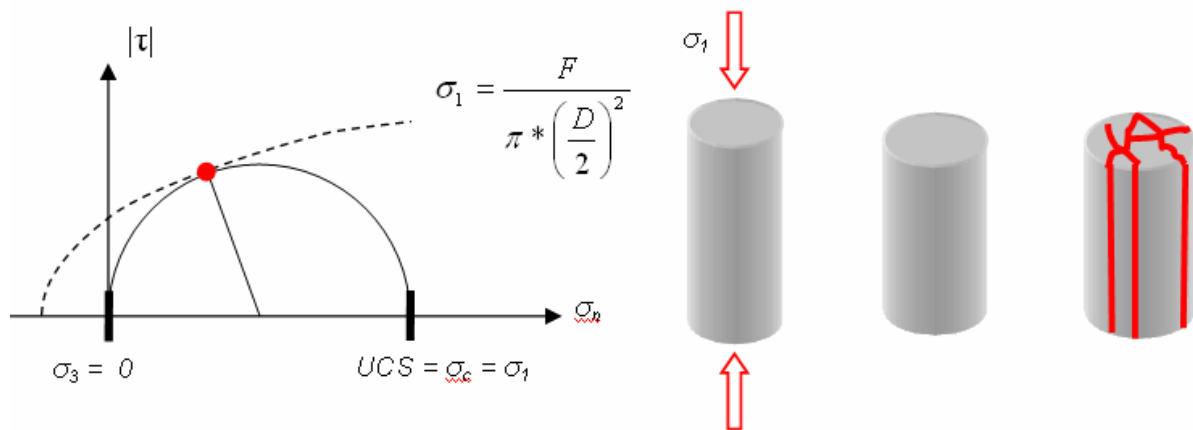


Figure 23 : Contraintes lors d'un essai uniaxial (représentation en 2D).

σ_1 et σ_3 sont respectivement la contrainte maximale sous la presse, et la contrainte de confinement. Dans le cas d'un essai triaxial censé reproduire le comportement des roches en profondeur σ_3 serait supérieur à 0. La fracturation se produit sous la contrainte σ_c (Pa, habituellement exprimée en MPa). F est la force appliquée par la presse (N, souvent exprimée en kN), et D le diamètre de l'éprouvette (m). Comme pour le calcul de la R_{tb} , certains auteurs proposent des corrections de proportion basées sur le rapport L/D mais nous ne les avons pas utilisées [Peng and Zhang, 2007]. Un essai uniaxial réussi produit une fracturation en colonnettes sub-verticales.

L'essai permet de calculer plusieurs paramètres, tout d'abord **la résistance à la compression uniaxiale σ_c** (contrainte à la rupture, « uniaxial compressive stress **UCS** », exprimée en MPa) mais aussi le **module d'élasticité longitudinal E** (« Young's modulus », exprimé en GPa) et le **coefficient de Poisson ν** (« Poisson's Ratio », sans unité)⁹.

⁹ Le module d'élasticité E et le coefficient de Poisson ν sont deux variables intervenant dans la formulation de la théorie de Hertz (voir le Chapitre V).

Normalement, un matériau stratifié (anisotrope) devrait être caractérisé par deux modules d'Young et deux coefficients de Poisson, mais ces paramètres ne seront mesurés que dans une seule direction sur nos échantillons.

➤ Préparation des échantillons

Les échantillons sont taillés sous forme de carottes plus allongées que pour l'essai par fendage, le rapport L/D avoisinant 2. Les deux extrémités doivent être soigneusement rectifiées pour devenir parfaitement lisses et parallèles ; on rajoute même une graisse spéciale sur les faces pour limiter les frottements et le flambage de l'éprouvette pendant l'essai. Enfin deux jauges d'extensométrie sont collées à la surface du cylindre, l'une suivant l'axe longitudinal, et l'autre sur le plan transversal. Ces jauges vont mesurer la déformation progressive de la carotte écrasée dans les trois dimensions de l'espace (raccourcissement longitudinal versus gonflement transversal). Le gonflement sur le plan horizontal est considéré isotrope.

➤ Outils utilisés, détails sur les expériences

Les carottes sont placées verticalement sous une presse puissante (la même que celle utilisée pour les premiers essais brésiliens). Nos essais réalisés sur roche sèche sont plutôt de « type L », favorisant une fracturation dans le plan du litage sur certains échantillons. En effet nous avons été contraints de tailler les carottes « longitudinalement » à cause de la petite taille des blocs de roche. Cependant nous pouvons espérer que l'anisotropie des grès n'ait qu'un effet limité sur l'homogénéité des résultats [Dunn et al., 1973 ; Colak and Unlu, 2004]. Notons enfin que le rapprochement des enclumes doit rester très lent (l'essai uniaxial classique est un essai en statique).

➤ Relations déformations – contrainte et calculs du coefficient de poisson et du module d'Young

L'essai de compression uniaxial avec jauges d'extensométrie permet d'obtenir les deux courbes de déformation longitudinale et transversale par rapport à l'augmentation de la contrainte (Figure 24).

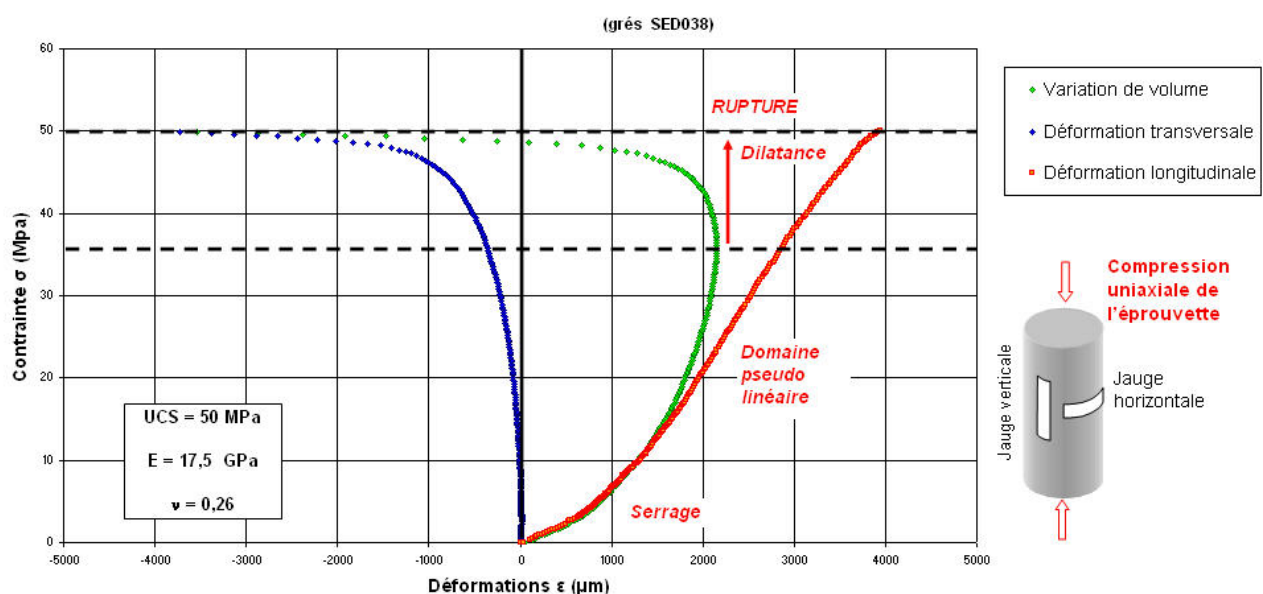


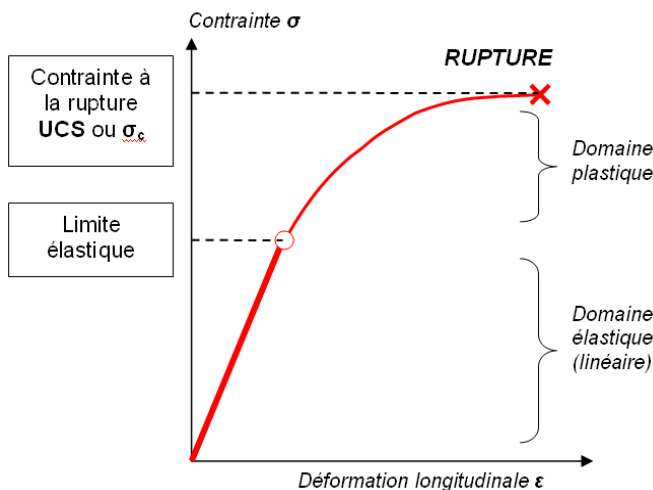
Figure 24 : Courbes de déformation de l'éprouvette au cours de l'essai uniaxial.

(Légende de la Figure 24)

La jauge verticale donne le raccourcissement longitudinal (courbe rouge), et la jauge horizontale l'élargissement transversal recalculé directement par le logiciel d'exploitation de la presse à partir des dimensions de la carotte (courbe bleue). A partir des deux courbes de déformation il est possible d'estimer les variations de volume de l'éprouvette (courbe verte). Au-delà d'une certaine valeur de contrainte l'échantillon entre en « dilatance », c'est-à-dire qu'il augmente de volume. Cette transition signale l'ouverture de micro fractures à l'intérieur du matériau (déformation plastique permanente).

Dans les grès, la déformation est très rapide au début, puis diminue et devient pseudo linéaire. Cette phase initiale caractéristique correspond au « serrage » de l'échantillon, c'est-à-dire à l'écrasement de la porosité (compaction).

Le **module d'Young E** caractérise la rigidité d'un matériau. Cette notion est à la base de la loi d'élasticité de Hooke, qui prédit que dans le domaine élastique la déformation longitudinale de l'objet est strictement proportionnelle à la contrainte appliquée (Figure 25). E correspond en fait à l'augmentation de la contrainte par unité de déformation dans le domaine linéaire. Un matériau rigide comme l'acier présente un module d'élasticité élevé.



Dans le domaine élastique :

$$\sigma = E * \epsilon$$

(loi de Hooke)

Figure 25 : Application de la loi de Hooke dans le domaine de déformation élastique.

Pour calculer le module d'élasticité, Il suffirait donc de mesurer la pente de la courbe de déformation longitudinale (Figure 25) dans le domaine élastique. En réalité la pente évolue avec la déformation et présente une hystérésis si l'on passe d'une phase de charge à une phase de décharge (comportement « viscoélastique », voir le Chapitre V consacré aux capteurs de chocs). Au bout du compte le module pourrait être calculé de diverses manières [Chen et al., 2007]. Pour les grès il est conseillé de calculer E_{tangent} sur le segment le plus linéaire possible, en général juste avant la phase de dilatance ou pour une valeur de contrainte proche de $\sigma_c / 2$ (Figure 24).

Le **coefficient de Poisson ν** caractérise la variation de volume dans le domaine élastique d'un matériau soumis à une compression uniaxiale (Équation 10). Un fort coefficient proche de 0.5 indique un matériau « incompressible » dont l'étalement transversal compense complètement l'écrasement longitudinal pendant l'essai.

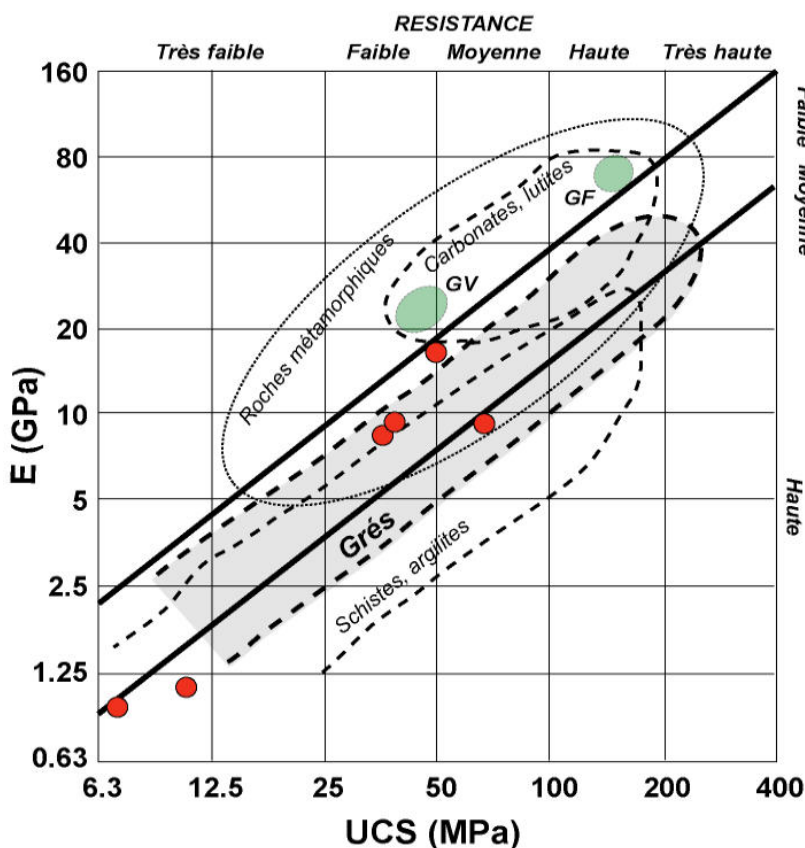
$$\nu = - \frac{\varepsilon_{\text{transversale_unitaire}}}{\varepsilon_{\text{longitudinale_unitaire}}} = - \frac{E}{\text{module_transverse}}$$

Équation 10 : Calcul du coefficient de Poisson.

$\varepsilon_{\text{transversale_unitaire}}$ correspond au taux de déformation transversal par unité de distance (élargissement dans deux directions sur le plan transverse à l'éprouvette). **$\varepsilon_{\text{longitudinale_unitaire}}$** exprime le taux de déformation longitudinal par unité de distance (écrasement sur une direction). Le coefficient de Poisson ne peut théoriquement pas excéder 0.5, sauf à imaginer un matériau dont le volume total « gonflerait » sous la contrainte. Le **module_transverse** est le taux d'augmentation de la contrainte par unité de déformation transversale dans le domaine de contrainte choisi pour calculer **E**.

• Résultats généraux

Nous n'avons effectué pour le moment que six essais uniaxiaux sur un groupe d'échantillons assez représentatifs de grès Siwaliks supérieurs et moyens. La résistance à la compression UCS varie de 6 MPa à 60 MPa, le module d'Young de 0.9 GPa à 18 GPa, et le coefficient de Poisson de 0.15 à 0.45. L'évolution de ces trois paramètres n'est pas parfaitement corrélée même s'il semble exister une tendance commune (un matériau plus résistant qu'un autre est généralement aussi plus raide, voir la Figure 26). Notons que les coefficients de Poisson maximums (proches de 0.5) se rencontrent dans les grès Siwaliks les moins résistants.



Comparaison des valeurs par sous-échantillons.

La classification de Deere et Miller compare la résistance à la compressibilité des matériaux. Les points rouges correspondent à nos échantillons, les deux enveloppes vertes à des essais effectués sur des grès vosgiens « GV » et des grès de Fontainebleau « GF » par Ortega-Bucio de Garnica [1992] et Yves Orengo du LGIT. La bande transversale délimite de domaine caractéristique du comportement de la plupart des roches, dont le ratio E/UCS est compris entre 200 et 500. Ce rapport est plus stable dans les grès, notamment dans les grès Siwaliks, que dans la plupart des autres roches.

Figure 26 : Relation UCS versus E, classification de Deere et Miller [1966]

• Corrélations avec les propriétés pétrologiques et la Rtb

Malgré le nombre limité d'essais uniaxiaux et l'incertitude sur l'orientation du litage pour certaines éprouvettes, la comparaison avec les autres paramètres laisse apparaître des tendances très intéressantes (Figure 27).

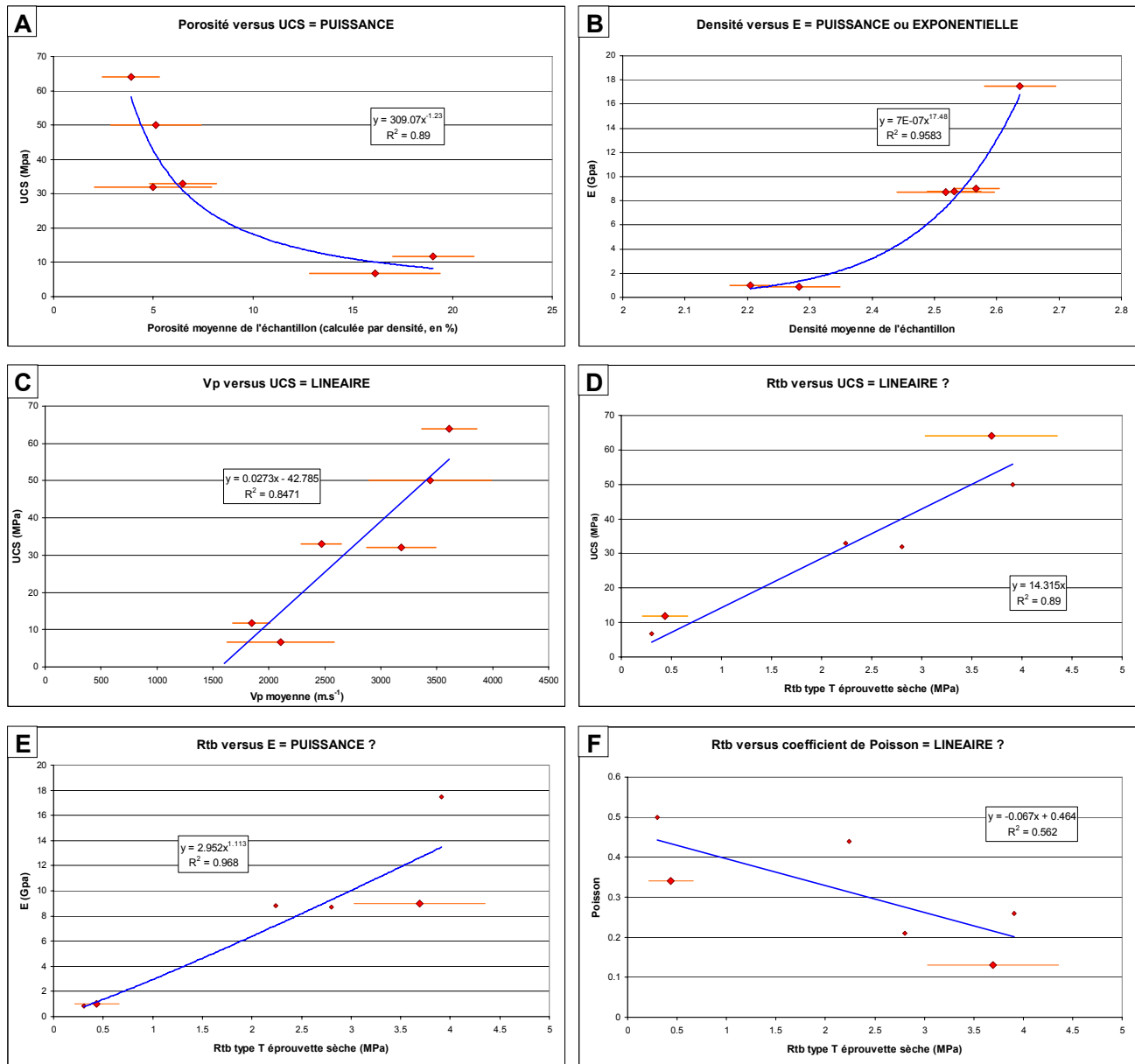


Figure 27 : Relations entre UCS, E, et les autres paramètres pétrologiques et mécaniques.

Comparaison des valeurs moyennées pour un échantillon (mais une seule donnée par échantillon pour les essais uniaxiaux).

(A) Porosité calculée par densité versus UCS.

(B) Densité totale de la roche versus E.

(C) Vitesse des ondes (moyenne des vitesses minimales et vitesses maximales) versus UCS.

(D) Résistance à la traction brésilienne versus UCS.

(E) Résistance à la traction brésilienne versus E.

(F) Résistance à la traction brésilienne versus coefficient de Poisson.

Les meilleurs coefficient de déterminations sont obtenus entre l'**UCS** et la **porosité** ($r^2 = 0.89$, anti corrélation) et entre le **module d'Young** et la **densité de la roche** ($r^2 = 0.95$), avec des relation de type « puissance » (Figure 27A et B)¹⁰. En revanche la corrélation avec la teneur en carbonate semble plus médiocre. Notons également que le coefficient de Poisson n'est corrélé ni à la porosité, ni à la densité, ni à la teneur en carbonate. Dunn et al. [1973] aboutissaient à une relation **porosité versus UCS** de type « puissance » très similaire sur des grès à ciment carbonatés et siliceux soumis à des essais triaxiaux.

Sur la Figure 27C la **vitesse moyenne des ondes P** apparaît assez bien corrélée à la fois à l'**UCS** ($r^2 = 0.85$), au module d'Young E ($r^2 = 0.69$), et au coefficient de poisson ($r^2 = 0.62$, anti corrélation). Des coefficients un peu moins élevés sont obtenus avec les vitesses maximales ou minimales ($r^2 = 0.81$). Ces relations paraissent linéaires, et elles aboutissent toutes à une vitesse V_p moyenne de 1500 m.s-1 à 1700 m.s-1 pour $UCS = 0$ MPa, $E = 0$ GPa, $\nu = 0.5$, c'est-à-dire pour une roche sans aucune cohésion interne (sable). Une valeur comparable avait été observée sur la Figure 20A (relation V_p versus R_{tb}).

Sur notre jeu de donné limité la **R_{tb}** parait également proportionnelle à la l'**UCS** ($r^2 = 0.89$, relation linéaire) et à **E** ($r^2 = 0.83$, relation linéaire), et dans une moindre mesure au coefficient de poisson ($r^2 = 0.56$, anti corrélation, relation linéaire) (Figure 27D, E, F). En fait les relations seraient encore meilleures sous une forme puissance, notamment la relation **R_{tb} versus E** dont le coefficient de détermination atteindrait alors 0.96 pour un exposant proche de 1.1. Le rapport moyen **R_{tb} / UCS** semble inférieur ou égal à 20 sur nos données, selon la valeur de R_{tb} utilisé (type T ou LL, avec ou sans correction de proportion des éprouvettes). Théoriquement ce rapport dépend du type de roche et varie assez largement : des valeurs élevées semblent habituelles dans les grès. S'il est supérieur au critère de rupture 3D de Murrel (la loi de comportement prévoit $R_{tb} / UCS = 12$) [Peng and Zhang, 2007], il correspond bien au critère empirique de Hoek-Brown pour un grès ($R_{tb} / UCS = 15$ à 20) [Colak and Unlu, 2004 ; Peng and Zhang, 2007].

¹⁰ Sur le même groupe de six échantillons la relation **R_{tb} versus porosité** donnerait un coefficient comparable de 0.90.

d Mesure de la résistance mécanique sur le terrain avec un scléromètre

En plus des mesures de la **RTB** et de l'**UCS**, nous avons choisi de tester un troisième paramètre associé à la résistance mécanique et aux seuils de rupture des roches : le « **rebond du marteau de Schmidt** ». Ce paramètre semi empirique a l'énorme avantage de pouvoir être mesuré **directement sur le terrain**. En outre sa mesure est rapide, simple, bon marché, et à priori non destructive, ce qui permet une multiplication des essais, autre avantage non négligeable en mécanique des roches.

Le **scléromètre à béton** ou **marteau de Schmidt** (« Schmidt Hammer ») est un petit appareil portatif fréquemment utilisé en géotechnique pour estimer la qualité des bétons. Cet outil commence à être utilisé plus largement en géoscience et nous avons voulu tester son intérêt potentiel pour caractériser simplement et rapidement l'érodabilité des grès. Cette approche a déjà été proposée par Craddock et al. [2007], mais dans ces travaux les mesures au scléromètre avaient été comparées aux taux d'érosion à long terme, et pas directement à l'érodabilité des roches. Nous allons également voir si la valeur de rebond peut nous aider à mieux comprendre les relations entre les paramètres mécaniques « classique », la pétrologie, et l'érodabilité.

Nous avons effectué **plus de 600 mesures** de ce type sur **103 sites de mesure** différents.

- **Description de l'appareil de mesure, signification du rebond de Schmidt**

- **Fonctionnement du scléromètre à béton et mesure du « rebond »**

Nous avons utilisé un « Original Schmidt Hammer » « type N » analogique de la marque Proceq®. Ce type de scléromètre est théoriquement mieux adapté à la mesure du rebond de roches très résistantes, c'est-à-dire présentant une valeur de rebond supérieur à 25. Pour des R_h inférieurs l'usage d'un marteau de « type L » dont l'énergie d'impact est plus faible semble préférable, néanmoins la corrélation des mesures entre les deux types de marteaux reste bonne [Basu et Aydin, 2004].

La valeur de « rebond » R_h est proportionnelle à la hauteur atteinte par une masse mobile en acier projetée par un ressort après son rebond sur une tige en acier, elle même en contact avec la surface du matériau à tester. Plus le matériau est « mou », moins le rebond sera élevé (Figure 28).

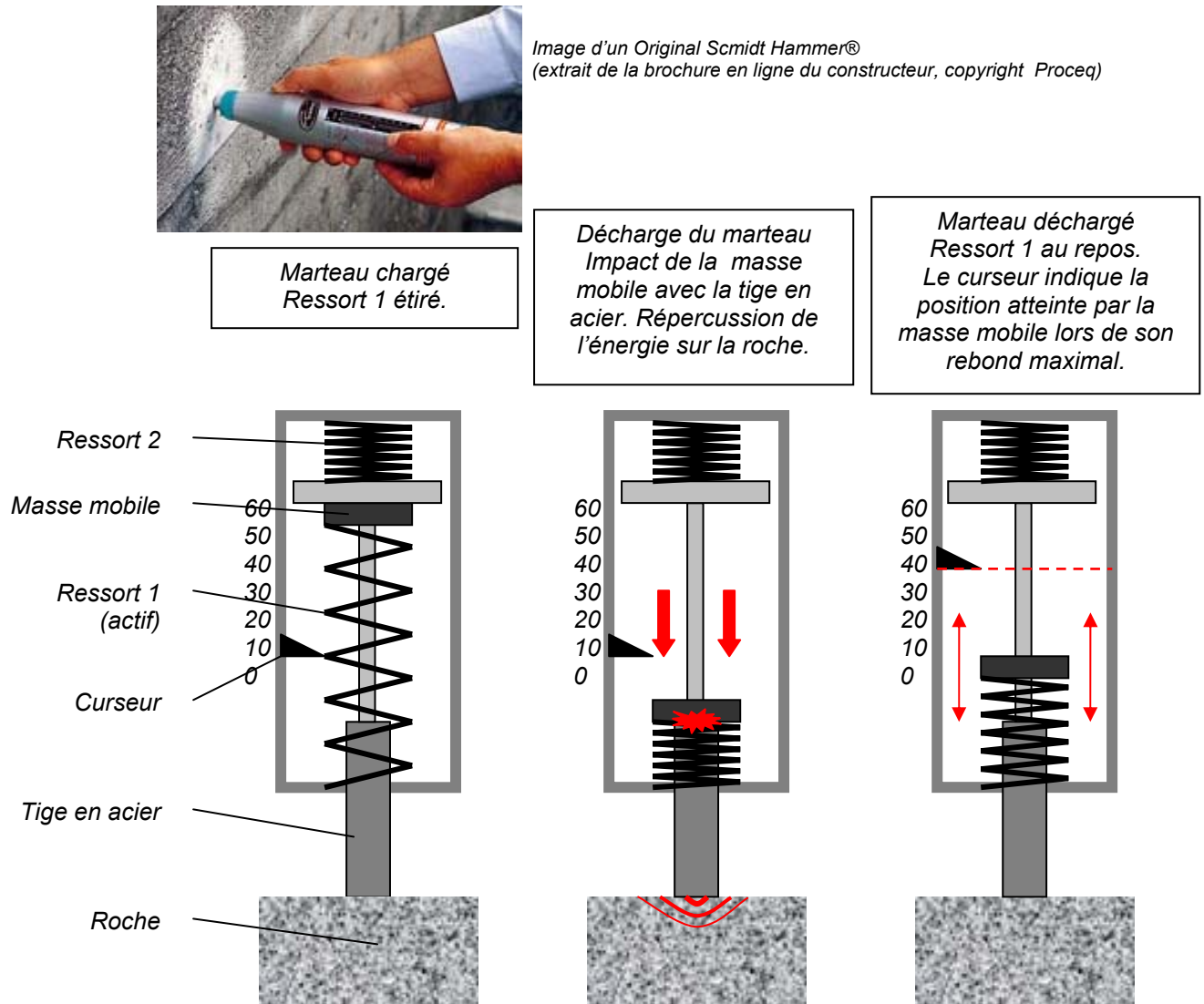


Figure 28 : Schémas fonctionnels d'un marteau de Schmidt.

Le ressort 1 est accroché à la masse mobile (le « piston »). Avant le déclenchement, ce ressort est étiré au maximum. L'énergie fournie au piston par le ressort 1 est transmise au matériau testé par l'intermédiaire de la barre d'acier. L'énergie restituée au piston après le rebond dépend de l'énergie dissipée dans le matériau, et donc de ses propriétés mécaniques (élasticité, résistance, et cætera).

Le ressort 2 ne sert qu'à réarmer le marteau pour le prochain test.

➤ Signification physique de la valeur rebond et contraintes expérimentales

Le marteau de Schmidt produit un impact à la surface de la roche et une compression uniforme de la surface. L'énergie restituée à la masse mobile après l'impact dépend de la quantité d'énergie dissipée par la roche et donc de ses propriétés élastiques, en premier lieu de sa résistance à la compression uniaxiale **UCS** et de son module d'Young **E**. D'ailleurs la valeur du rebond est du même ordre que l'UCS, certains auteurs donnent même R_h parfois directement en $N \cdot mm^{-2}$, c'est-à-dire en MPa. Notons que le fabricant propose un abaque pour convertir **R_h en UCS**, mais cette conversion ne donne pas de résultat convenable dans notre cas (Figure 29). Notons que d'après cet abaque la relation entre les deux paramètres dépendrait de la **densité** de la roche.

La relation entre **UCS** et **R_h** devrait théoriquement être **linéaire** avec un coefficient directeur proche de 1. La calibration expérimentale de **R_h** a fait l'objet de nombreux travaux, citons par exemple l'article de Aydin et Basu [2005] qui revient largement sur le sujet. Ce papier explique notamment que dans le cas d'une roche altérée la différence d'échelle entre le marteau de Schmidt et l'essai uniaxial induirait une transformation de la relation qui deviendrait exponentielle. En outre il revient sur les conditions d'utilisation du scléromètre pouvant biaiser les mesures et donc réduire la corrélation entre les propriétés mécaniques. Globalement il s'agit d'éviter les pertes d'énergie parasites, c'est-à-dire l'arrachement des grains à la surface, la compaction ou la déformation plastique de la roche, la fracturation, et cætera. La première chose à faire est de bien choisir la zone à mesurer : à distance des fractures et des bordures, sur des zones bien lisses voire polies artificiellement, de préférence non altérées, et présentant une hydratation constante.

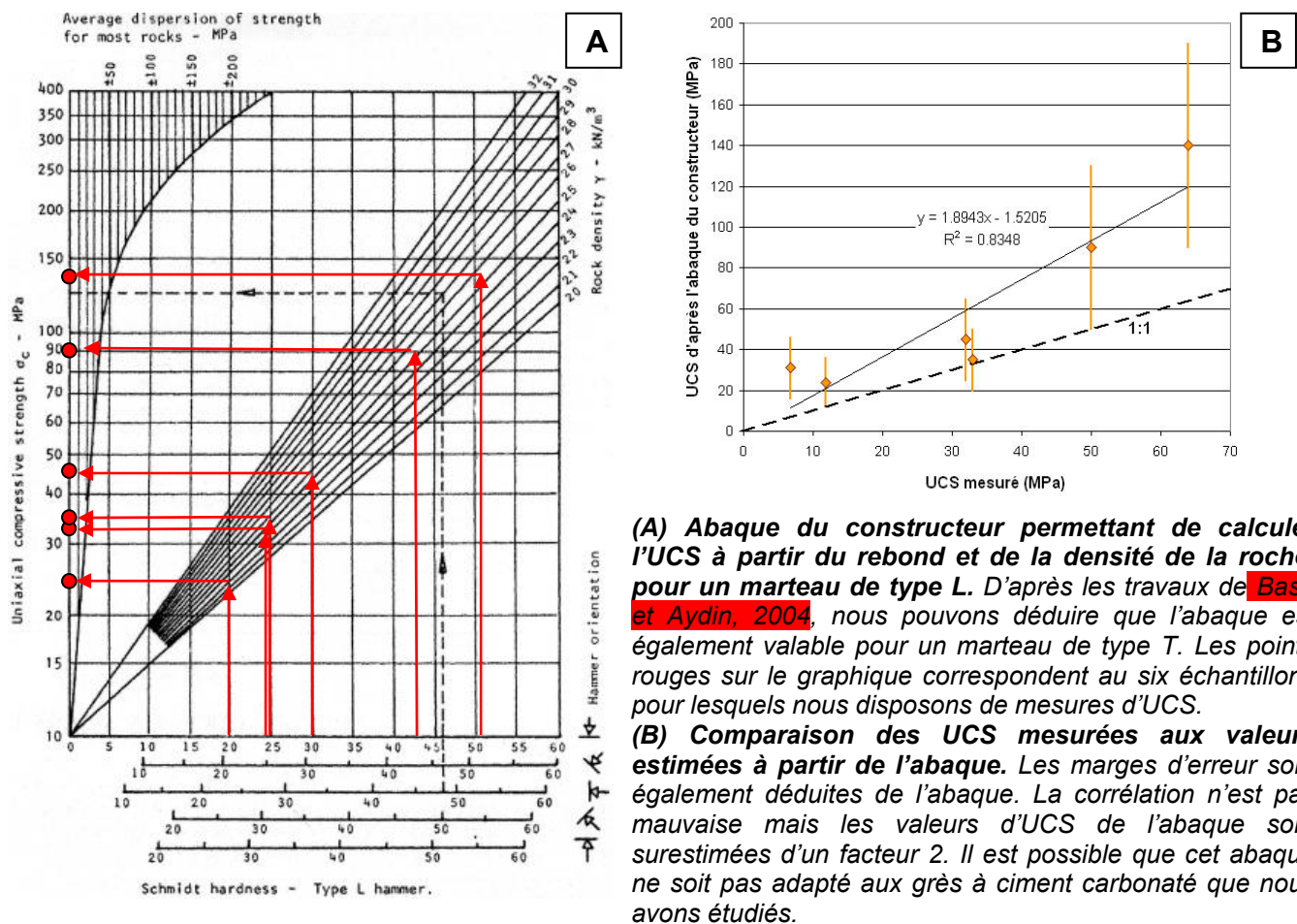


Figure 29 : Estimation de l'UCS d'après l'abaque de conversion du constructeur (Proceq®).

➤ Protocole de mesure, biais et corrections

Nous avons réalisé de nombreuses mesures, non seulement au niveau des sites échantillonnés mais aussi suivant un pas de 10 m à 100m le long des gorges inférieures de la Bakeya. Pour chaque point de mesure nous avons effectué 4 ou 5 mesures de vérification et calculé une valeur moyenne de

R_h . Toutes nos mesures ont été effectuées sur le terrain. La mesure en laboratoire est possible mais plus délicate à exécuter sur de petits échantillons [Basu et Aydin, 2004].

Notons que sur le terrain la teneur en eau de la roche est incontrôlable et varie sensiblement d'un site à l'autre. De même l'orientation du dispositif par rapport au litage de la roche s'avère difficile à contraindre. Ces biais inévitables sont des inconvénients de la méthode.

En outre la graduation du marteau de Schmidt ne descend pas en dessous de 10, or les grès les plus « mous », c'est-à-dire les moins consolidés, devraient théoriquement présenter une valeur de rebond jusqu'à 0. Nous avons systématiquement attribué une valeur de 9 chaque fois que le curseur ne quitte pas sa position de repos après l'impact.

Enfin la mesure au marteau de Schmidt est très sensible à l'orientation de l'appareil. L'énergie développée par la masse mobile au moment de l'impact dépend de la direction et du sens du mouvement et la valeur du rebond doit être corrigée de cet effet (voir Annexe IV).

• Résultats généraux

La valeur moyenne de R_h varie de 9 à 52 dans les grès Siwaliks. L'écart type pour un point de mesure précis atteint 4% à 9% et dépend probablement de l'état de surface de l'affleurement, ou de son endommagement. Cette incertitude sur la mesure est du même ordre que l'écart type dans un groupe de mesures effectuées sur un même banc de roche mais à quelques mètres de distance (5% à 10%) : l'importante dispersion des valeurs moyennes trahit encore une fois l'hétérogénéité des grès. Pour un échantillonnage représentatif des roches affleurant dans les Siwaliks nous obtenons un rebond moyen de 24.

• Corrélations avec les propriétés pétrologiques, la R_{tb} , et l'UCS

Notre protocole expérimental a l'inconvénient de rendre impossible la comparaison directe entre les paramètres pétrologiques ou mécaniques obtenus sur une éprouvette donnée (un sous-échantillon donné) et la valeur de R_h mesurée sur le terrain pour la barre rocheuse correspondante. Seule la comparaison des valeurs moyennées pour un site d'échantillonnage est possible. En outre les points de mesure au marteau de Schmidt peuvent être relativement éloignés des points de prélèvement des échantillons, pour des raisons pratiques. Compte tenu de la forte variabilité observée sur les échantillons d'une même barre rocheuse en terme d'érodabilité, de porosité, de teneur en calcite, et cætera, nous pouvons nous attendre à un fort bruit sur les corrélations des différents paramètres.

Malgré cet inconvénient majeur, les résultats obtenus sont plutôt concluants, ce qui laisse espérer des corrélations réelles encore meilleures (Figure 30).

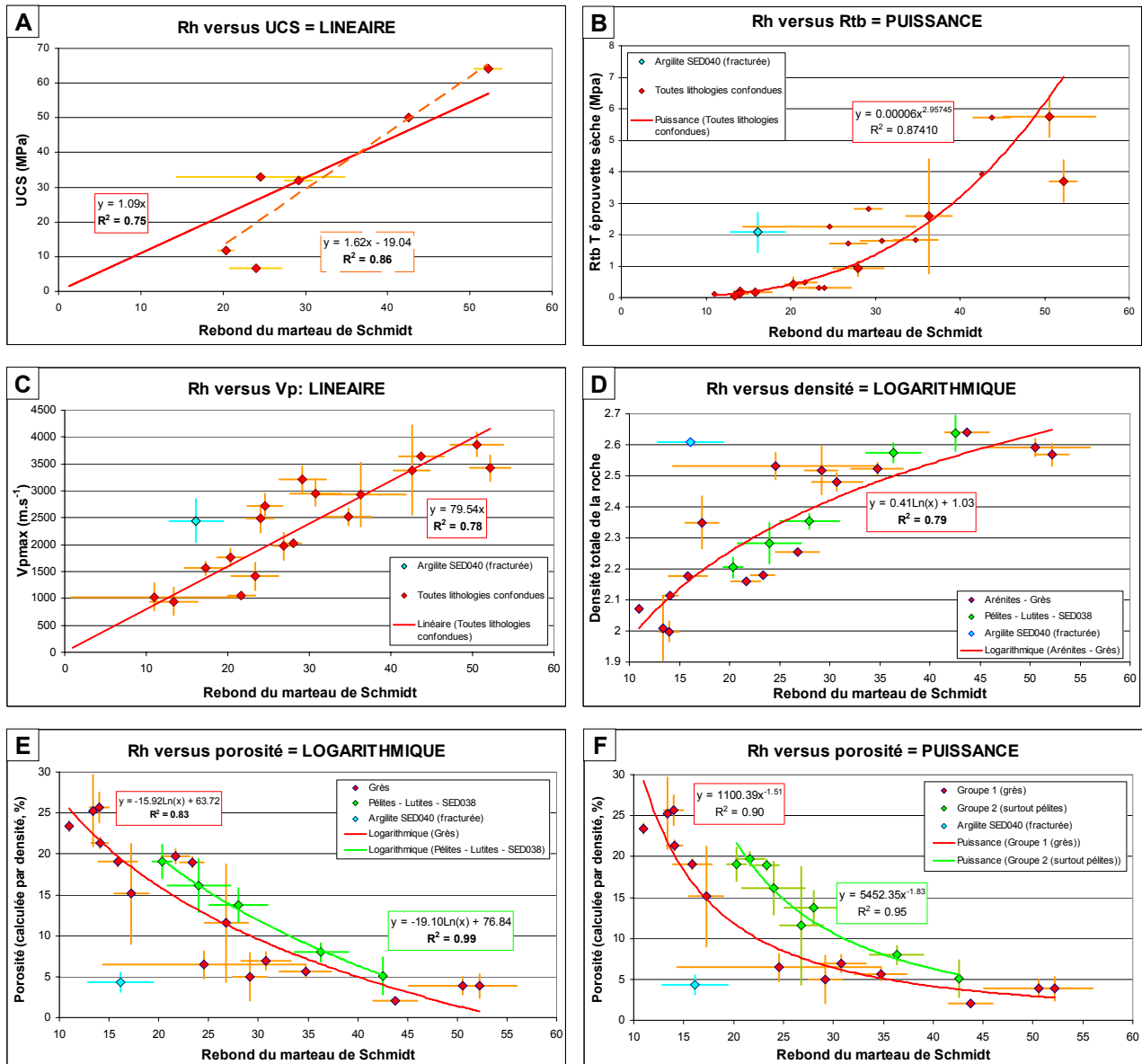


Figure 30 : Relations entre R_h et les autres paramètres pétrologiques et mécaniques.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille plus que de l'incertitude sur la mesure.

(A) Rebond du marteau versus UCS.

(B) Rebond du marteau versus Rtb type T sur éprouvette sèche.

(C) Rebond du marteau versus $V_{p_{max}}$.

(D) Rebond du marteau versus densité totale de la roche. L'échantillon SED038 est un grès particulier contenant quelques lits d'intraclastes, qui était associé aux pélites dans le graphe porosité versus densité (Figure 8, p. 154). Il a été associé au groupe pélites – lutites sur ce graphique (échantillons SED033, SED039, SED043, SED045).

(E) Rebond du marteau versus porosité calculée par densité. Répartitions des données suivant le modèle du graphique (D).

(F) Rebond du marteau versus porosité calculée par densité. Même représentation que le graphique E si ce n'est que les échantillons SED019, SED020, et SED023 sont rajoutés au groupe des pélites et qu'une relation logarithmique est ajustée sur les données.

Malgré l'incertitude sur les valeurs de R_h mais aussi d'**UCS**, la relation **R_h versus UCS**¹¹ semble effectivement linéaire (Figure 30A), avec un coefficient de détermination de 0.75 à 0.86 selon que la droite est forcée de passer par l'origine ou non. Dans le premier cas le coefficient directeur de la droite est proche de 1, dans le second cas il est supérieur à 1 et la droite coupe l'axe des abscisses ($UCS = 0$ MPa) pour une valeur de rebond de 12. Nous ne disposons pas de suffisamment de données pour détecter un éventuel effet de la densité sur la relation (Figure 29)¹².

La relation **R_h versus R_{tb}** est également assez bonne (Figure 30B), le meilleur coefficient de détermination étant obtenu avec les valeurs de R_{tb} de type T sur éprouvette sèche ($r^2 = 0.80$ pour une relation exponentielle, $r^2 = 0.82$ pour une relation linéaire, $r^2 = 0.87$ pour une relation puissance). Dans le cas d'une relation linéaire la droite de corrélation coupe l'axe des abscisses ($R_{tb} = 0$ MPa) pour une valeur de rebond de 14. La dispersion ne semble pas dépendre de la lithologie (sauf dans le cas des argilites). Elle aurait tendance à augmenter pour les roches plus résistantes.

En outre le rebond apparaît bien corrélé avec la **vitesse de propagation des ondes P** dans la roche (Figure 30C). Si nous considérons $V_{p_{max}}$ ou $V_{p_{moy}}$, le coefficient de détermination atteint 0.84 à 0.78 toutes lithologies confondues (sauf avec les argilites). La linéarité évidente de la relation, au moins pour les valeurs de rebond inférieures à 50, est particulièrement intéressante, ainsi que le passage très clair de la droite par l'origine ($V_p = 0$ m.s⁻¹ pour $R_h = 0$). Rappelons que ce n'était le cas ni pour les relations **V_p versus UCS** ou **V_p versus R_{tb}** , ni pour les relations **R_h versus UCS** ou **R_h versus R_{tb}** (Figure 27, Figure 20, Figure 30). Autrement dit V_p et R_h ne sont pas nuls pour un grès de résistance mécanique nulle.

La valeur de R_h paraît également bien corrélée avec la **densité** ($r^2 = 0.79$, Figure 30D) et surtout la **porosité** de la roche ($r^2 = 0.83$, anti corrélation, Figure 30E), les meilleurs coefficients étant obtenus pour une relation du type « logarithmique » (Aydin et Basu [2005] préférant une relation linéaire). Si nous ne considérons que les pélites le coefficient de détermination atteindrait même 0.99, mais le faible nombre de données (5) laisse planer un doute sur la fiabilité du résultat.

Si la relation entre R_h et **UCS** est réellement linéaire alors nous nous attendrions plutôt à une relation **R_h versus porosité** du type « puissance » (Figure 27). A première vue la relation semble plutôt logarithmique, mais l'écart avec une relation puissance ou même linéaire reste faible (respectivement $r^2 = 0.82$ et $r^2 = 0.75$). D'ailleurs Aydin et Basu [2005] proposent une relation **R_h versus porosité** linéaire. Quoi qu'il en soit l'application d'une relation exponentielle exacerbe le contraste entre deux groupes de

¹¹ En revanche la corrélation n'est pas très bonne avec le module d'Young.

¹² En outre, notons que d'après l'abaque constructeur (Figure 29) la situation devrait être inverse, avec un rebond nul pour une valeur $UCS = 10$ MPa.

données (Figure 30F), sans doute deux groupes lithologiques différents, peut être caractérisés par leurs teneurs en phyllosilicates (rappelons que les pélites sont plus riches en micas).

Enfin notons que le rebond est très mal corrélé à la **teneur en carbonate**.

Remarque : Seules les argilites s'éloignent systématiquement du nuage de point (ainsi que les échantillons de grès très hétérogènes SED041 et SED042 dans une moindre mesure). La raison est l'intense macro fracturation des bancs d'argilite qui entraîne inévitablement une diminution drastique du rebond.

C. Bilan général pétrologique et mécanique

1 Rappel sur les différentes méthodes de caractérisation pétro-mécaniques employées

A la suite de ce paragraphe se trouvent deux tableaux : **(1)** le premier (Tableau 6) récapitule les différents types de mesures pétro-mécaniques que nous avons effectuées, les propriétés mesurées, les caractéristiques essentielles de l'échantillonnage et du protocole expérimental, les principaux avantages biais et défauts des méthodes ; **(2)** le second (Tableau 7) synthétise les relations que nous avons obtenues entre les différents paramètres en rappelant les coefficients de détermination obtenus. En l'état actuel, la plupart des paramètres mesurés paraissent corrélés les uns aux autres de façon complexe, et aucun ne se dégage réellement du lot. Cependant nous pouvons déjà avancer que :

1. Parmi les paramètres pétrologiques, la **porosité** jouerait un rôle clef dans la résistance mécanique des grès. Les coefficients de détermination obtenus à partir des autres paramètres sont généralement moins bons : les relations tirées de la **densité**, de **V_p**, ou de la **teneur en carbonate** sont en partie corollaires de la dépendance à la porosité. **Les « faiblesses » de la roche (pores) seraient donc plus déterminantes que la nature des liens entre les grains ou la minéralogie**, au moins pour une roche sèche.

2. La plupart des relations que nous avons établies sont en plutôt accord avec les données disponibles dans la littérature, notamment les résultats de Dunn et al. [1973] sur la porosité, la teneur en carbonate, et la résistance à la compression (anticorrélation « puissance » avec la porosité, rôle secondaire du ciment), les résultats de Aydin et Basu [2006] sur la R_{tb} (anticorrélation « exponentielle » avec la porosité), et les résultats de Aydin et Basu [2005] sur le marteau de Schmidt (bien qu'ils n'aient choisi une relation de forme différente les tendances sont comparables). Nous n'avons pas d'explication sur la forme de ces relations.

3. L'extension de cimentation (à priori essentiellement carbonatée) est un paramètre secondaire étroitement associé à la porosité (anticorrélation), toutefois son influence complexe deviendrait plus importante sur roche saturée. Notons également que les grès à ciment siliceux sont nettement plus résistants que les grès à ciment carbonatés à porosité égale.

4. Nous avons mis en évidence le rôle particulier d'autres paramètres secondaires comme la porosité de fissure. La granulométrie semble peu influente sur les phénomènes étudiés jusqu'à présents.

Toutes ces pistes vont être développées dans les paragraphes suivants, en associant les mesures d'érodabilité aux autres paramètres pétro-mécaniques.

Type d'essais	Calcimétrie	Porosimétrie et densimétrie par volume	Porosimétrie par saturation	Densimétrie par immersion	Propagation des ondes P	Essais par fendage	Essais uniaxiaux	Marteau de Schmidt
Paramètres mesurés	1. Teneur en carbonates (%)	1. Porosité totale n ou nt (%) 2. Densité de la roche d	1. Porosité communicante n (%)	1. Densité de la roche d	1. Vitesse des ondes P V_p (m.s ⁻¹)	1. Résistance à la traction brésilienne R_{tb} (Mpa)	1. Résistance à la compression UCS (Mpa) 3. Module d'Young E (Gpa) 2. Cf. de Poisson	1. Rebond du marteau de Schmidt (Rh)
Paramètres déductibles		1. Densité des grains (avec hypothèses)			1. Anisotropie ($V_{p_{max}}$ et $V_{p_{min}}$) 2. indice de continuité et porosité de fissure 3. Module d'élasticité	1. Résistance à la traction (considérée équivalente à la R_{tb})		
Contexte de mesure	Laboratoire	Laboratoire	Laboratoire	Laboratoire	Laboratoire. Peut être applicable sur le terrain avec du matériel spécial.	Laboratoire	Laboratoire	Terrain Possible en laboratoire.
Non destructif ? Destructif ?	Destructif	Non destructif	Non destructif	Destructif Echantillons réutilisables dans certains cas.	Non destructif	Destructif Echantillons réutilisables pour certaines applications.	Destructif Echantillons réutilisables pour certaines applications.	Non destructif
Nombre de mesure	90	200	66	21	95	126	6	>600
Nombre d'échantillons	32	52	28	15	36	45	6	103
Variante mise en oeuvre	1. Teneur en CaCO ₃ 2. Teneur en MgCO ₃				1. Echantillon sec ou saturé 2. Orientation par rapport au litage (type T, L)	1. Echantillon sec ou saturé 2. Orientation par rapport au litage (type T, LL, LT)		
Faible coût (consommable + temps consacré)	++	+++	+++	++	+++	+++	+	+++
Simplicité du protocole	++	+++	+++	+	+++	+++	+	+++
Confiance sur les données	+++	+	+++	++	++	+	++	++
Simplicité traitement des données	+++	++	+++	+++	++	++	+++ (UCS) + (E, v)	+
Remarques		Méthode indirecte	Impossible à mettre en oeuvre sur des roches peu ou pas consolidées		Précision moyenne, dépendant du contexte.	Précision faible, gros besoin en échantillons.	Précision moyenne, mais échantillons pas assez nombreux.	Méthode indirecte difficile à appliquer en laboratoire sur éprouvettes.

Tableau 6 : Synthèse sur les différentes méthodes employées

La « confiance sur les données » ne tient pas compte des problèmes de variabilité naturelle, différentes selon l'échelle et le type d'échantillonnage. Elle dépend du nombre d'échantillons et de la précision de la méthode. Pour obtenir une liste exhaustive des méthodes évoquées dans ce mémoire, il faudrait rajouter dans le tableau les mesures de composition minéralogique et les données qualitatives sur la texture de la roche.

	Densité	[CaCO₃]	Vp	Rtb	UCS	E	Rh
Porosité	LINEAIRE Anticorrél. Direct Nb = 57 $r_{2tot} = 0.81^{\#}$	EXP / LOG ou LINEAIRE? Anticorrél. Moyenne Nb = 29 $r_{2tot} = 0.78^*$ $r_{2grès} = 0.82$	LINEAIRE Anticorrél. Direct Nb = 60 $r_{2tot} = 0.80$ $r_{2grès} = 0.86$	EXP / LOG Anticorrél. Direct Nb = 61 $r_{2tot} = 0.91$ $r_{2grès} = 0.92$	PUISSANCE Anticorrél. Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.89$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Anticorrél. Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.91$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Anticorrél. Moyenne Nb = 22 $r_{2tot} = 0.83^*$ $r_{2grès} = 0.9^{**}$
	Densité	LINEAIRE ou EXP / LOG ? Corrélation Moyenne Nb = 29 $r_{2tot} = 0.59^*$ $r_{2grès} = 0.77$	LIN Corrélation Direct Nb = 60 $r_{2tot} = 0.78$ $r_{2grès} = 0.84$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Corrélation Direct Nb = 61 $r_{2tot} = 0.84$ $r_{2grès} = 0.84$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.83$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.96$	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 22 $r_{2tot} = 0.81^*$ $r_{2grès} = 0.79$
		[CaCO₃]	LINEAIRE Corrélation Moyenne Nb = 21 $r_{2tot} = 0.45$	LINEAIRE Corrélation Moyenne Nb = 29 $r_{2tot} = 0.6$	PUISSANCE ? Corrélation ? Moyenne Nb = 6	PUISSANCE ? Corrélation ? Moyenne Nb = 6	LINEAIRE Corrélation Moyenne Nb = 16 $r_{2tot} = 0.40^*$ $r_{2grès} = 0.56$
			Vp	EXP / LOG ou PUIS ? Corrélation Direct Nb = 28 $r_{2tot} = 0.88$ $r_{2grès} = 0.86$	LINEAIRE Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.83$	LINEAIRE ou PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.76$	LINEAIRE Corrélation Moyenne Nb = 19 $r_{2tot} = 0.79$ $r_{2grès} = 0.86$
				Rtb	LINEAIRE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.89^{***}$	LINEAIRE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.87^{***}$	PUISSANCE Corrélation Moyenne Nb = 22 $r_{2tot} = 0.87^*$ $r_{2grès} = 0.89$
					UCS	PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.88$	LINEAIRE ou EXP / LOG ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.86$
						E	EXP / LOG ou PUISSANCE ? Corrélation Moyenne Nb = 6 $r_{2tot} = 0.50$

Tableau 7 : Récapitulatif des corrélations entre les paramètres pétro-mécaniques.

[#] r^2 calculé à partir des valeur de porosité par saturation

^{*} r^2 calculé sans l'échantillon SED040.

^{**} r^2 calculé sans les échantillons SED019, SED020, SED023, SED038.

^{***} r^2 atteignant 0.96 pour une relation puissance.

Plusieurs indications sur les relations sont données dans ce tableau : (1) le type de relation, LINEAIRE, EXP / LOG (exponentielle / logarithmique), PUISSANCE ; (2) la tendance de la relation (corrélation ou anticorrélation) ; (3) le type de données utilisées (utilisation directe des données par sous-échantillons, ou utilisation de valeurs moyennées par échantillons) ; (4) le coefficient de détermination pour la totalité de l'échantillonnage ; (5) le coefficient de détermination pour les grès uniquement.

2 Corrélations entre la pétrologie, les propriétés mécaniques des roches, et l'érodabilité

Nous avons mesuré et tenté d'interpréter la signification d'un grand nombre de paramètres pétro-mécaniques. Penchons nous à présent sur leurs relations avec l'érodabilités des grès Siwaliks. Nous allons d'abord passer en revue les différentes propriétés évoquées précédemment puis déterminer celles qui sont susceptibles de contrôler l'érodabilité, ou qui pourraient nous aider à prévoir l'érodabilité de façon alternative dans les grès Siwaliks en particulier et dans les roches en général.

a Corrélations de premier ordre

- **Erodabilité versus porosité et densité**

La porosité et la densité sont bien corrélées à l'érodabilité, avec respectivement des coefficients de détermination de 0.84 et 0.82, en considérant la totalité de nos éprouvettes. La relation est clairement du type logarithmique dans les deux cas. La corrélation apparaît même meilleure ($r^2 = 0.93$ et 0.88) si l'on retire quelques échantillons particuliers, notamment l'argilite SED040 (argilite fracturée et « sensible » à l'eau) et l'échantillon SED066 (très fracturé, altéré, à ciment probablement siliceux, provenant des contreforts du Mahabarat). La Figure 31A et la Figure 31B montrent que les pélites et les grès paraissent s'éroder de la même façon vis-à-vis de la porosité.

Les coefficients de détermination relativement bons de 0.93 et 0.88 pour la porosité et la densité sont obtenus grâce à l'étirement extrême de l'érodabilité vers des valeurs très hautes. Si nous nous focalisons uniquement sur les roches les plus résistantes présentant une érodabilité inférieure à $100\%.km^{-1}$, le coefficient de détermination tombe aux alentours de 0.5. Sur la Figure 31C il ne dépasse pas 0.46, et même 0.24 pour les échantillons de grès seuls. Autant dire que la relation érodabilité versus porosité semble quasiment inutilisable sur les grès consolidés.

La Figure 31D montre que la dispersion très importante des données est en partie liée à l'erreur de calcul de la porosité. En effet, ce graphique présente les mêmes échantillons que la Figure 31C, mais les valeurs de porosité mesurées par saturation, beaucoup plus fiables, remplacent les valeurs de porosité calculées à partir de la densité (Équation 5). Le coefficient de détermination acceptable de 0.67 pourrait sans doute être amélioré si les valeurs d'érodabilité étaient directement comparables aux valeurs de porosité pour chaque sous-échantillon.

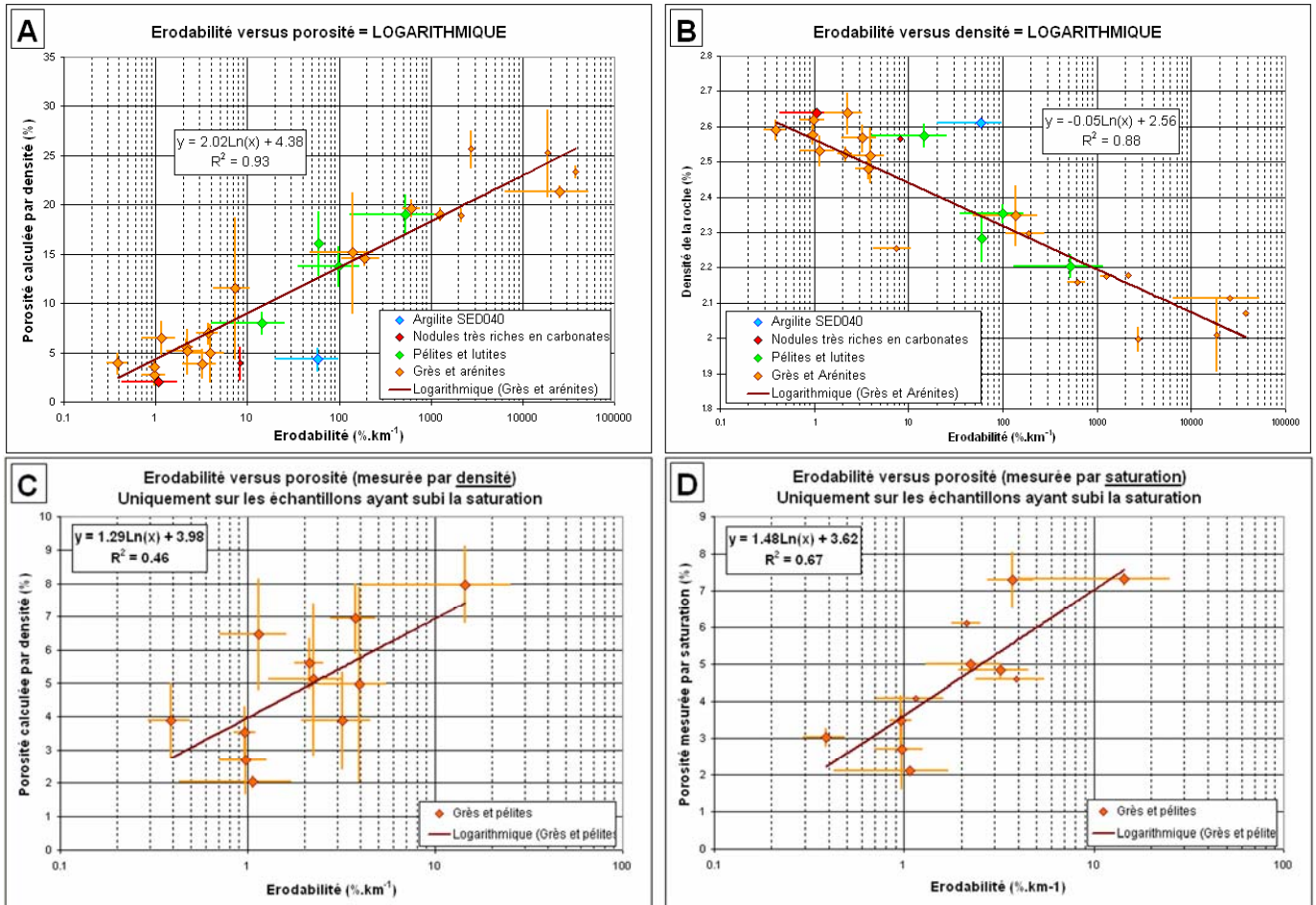


Figure 31 : Erodabilité versus porosité.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille que de l'incertitude sur la mesure.

(A) Erodabilité en $\%.km^{-1}$ versus porosité calculée par densité. Quatre types d'échantillons sont distingués. Les « nodules » correspondent à des grès particulièrement riches en carbonates (SED013 et SED017, concrétions dans les grès « Salt and Pepper » contenant plus de 35% de $CaCO_3$). Notons que le coefficient de détermination du groupe « grès + pélite » atteindrait 0.91.

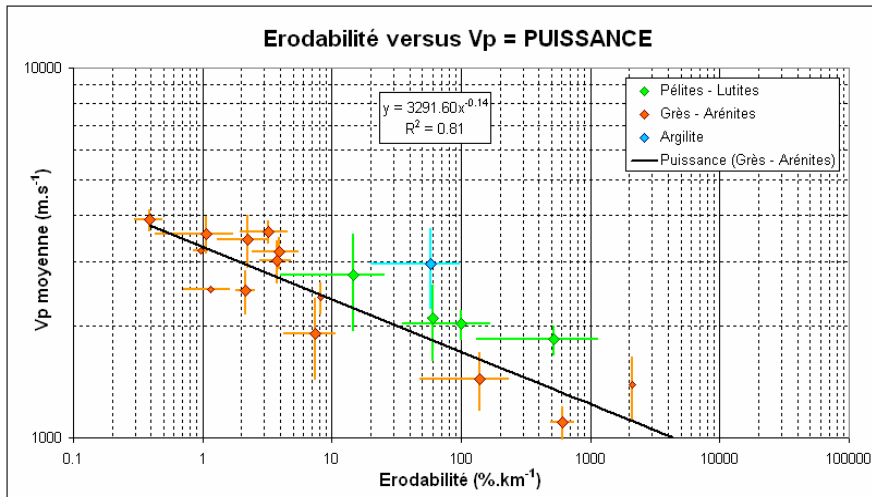
(B) Erodabilité en $\%.km^{-1}$ versus densité totale de la roche.

(C) Erodabilité en $\%.km^{-1}$ versus porosité calculée par densité (uniquement les échantillons dont une ou plusieurs éprouvettes ont subi la saturation).

(D) Erodabilité en $\%.km^{-1}$ versus porosité mesurée par saturation. Rappelons que le faible nombre de données s'explique par l'impossibilité de saturer les échantillons fragiles.

• Erodabilité versus vitesse de propagation des ondes P

L'application d'une courbe de tendance type « puissance » entre la vitesse des ondes P et l'érodabilité, uniquement sur le groupe des grès / arénites, donne un coefficient de détermination de 0.80 à 0.81 que nous considérons la vitesse maximale, la vitesse minimale, ou la vitesse moyenne. Outre l'argilite SED040, les pélites / lutites sont légèrement décalées par rapport au nuage principal et affichent une érodabilité plus importante pour une valeur de vitesse donnée. Les meilleures corrélations sont obtenues si la vitesse moyenne des ondes P est calculée avec toutes les données disponibles ($r^2 = 0.86$ avec les vitesses sur échantillons saturés ou non, minimales, maximales, ou intermédiaires).



Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille que de l'incertitude sur la mesure.

Notons que les échantillons s'éloignant le plus de la droite sont SED041 et SED042, c'est à dire deux grès parmi les plus hétérogènes. L'incertitude sur ces valeurs moyennées est donc particulièrement importante.

Figure 32 : Erodabilité versus vitesse des ondes P.

• Erodabilité versus résistance à la traction brésilienne (Rtb)

La corrélation entre la Rtb et l'érodabilité est bien marquée (Figure 33A). Le coefficient de détermination atteint 0.87 toutes lithologies confondues, et même 0.92 si on considère les grès séparément (0.89 pour le groupement grès plus pélite). Comme pour les ondes P la meilleure relation est clairement du type « puissance ».

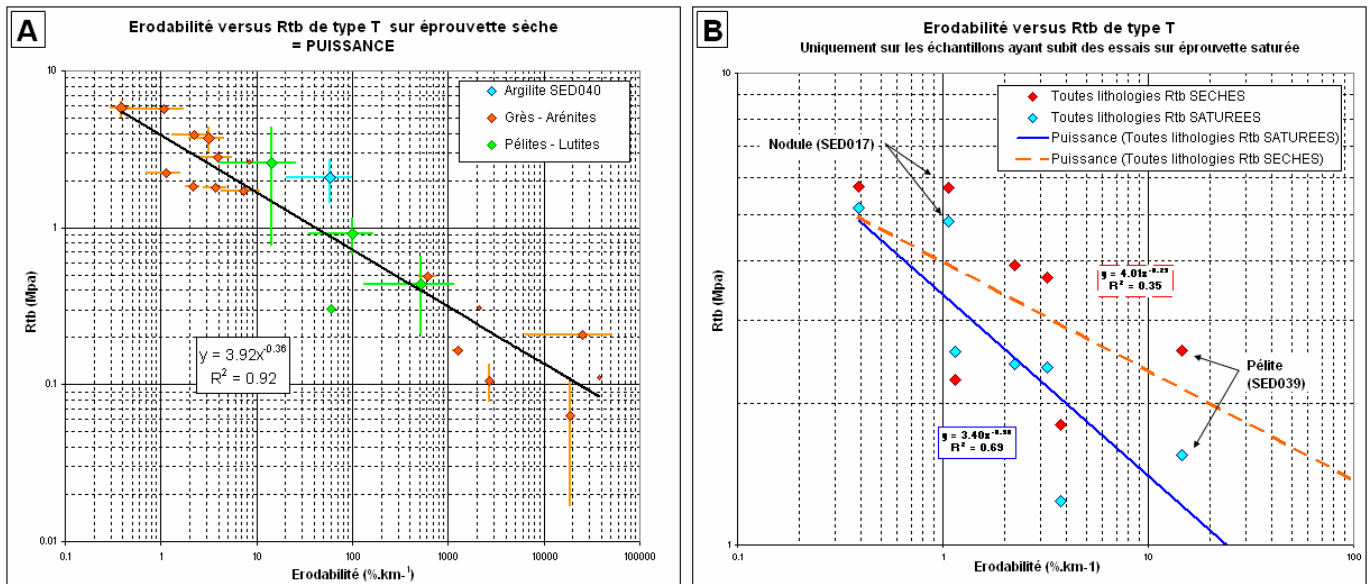


Figure 33 : Erodabilité versus Rtb.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille que de l'incertitude sur la mesure.

(A) Erodabilité versus Rtb de type T sur roche sèche.

(B) Erodabilité versus Rtb de type T sur roche sèche et sur roche saturée (uniquement les échantillons dont une ou plusieurs éprouvettes ont subies un essai brésilien sur roche saturée).

Comme pour les autres relations, la dispersion importante des valeurs pour les roches consolidées n'est pas très satisfaisante. La Figure 33B montre que sur un groupe réduit d'échantillons, la corrélation s'améliore nettement si les valeurs de R_{tb} « sèches » sont remplacées par les valeurs de R_{tb} « saturées ». Le coefficient de détermination atteint alors 0.69 contre 0.35, et même 0.72 à 0.80 contre 0.36 si nous ne conservons dans le groupe que les échantillons de grès. Cette observation devra être confirmée dans l'avenir avec un jeu de donnée plus étoffé, cependant **il paraît logique que le comportement mécanique de la roche saturé soit plus représentatif des érosions obtenues dans un canal hydraulique.**

L'attrition d'un galet se développe sur l'ensemble de sa surface quelle que soit l'orientation du litage. On s'attendrait donc à ce que l'érodabilité soit plus sensible à une valeur intermédiaire de R_{tb} , c'est-à-dire à une valeur moyenne entre les R_{TB} de type T et de type LL. Néanmoins l'utilisation de la moyenne T-LL sur les quelques valeurs disponibles ne semble pas donner une amélioration notable du coefficient de détermination. Plus de données seraient nécessaires pour trancher définitivement la question.

- **Erodabilité versus résistance à la compression uniaxiale (UCS)**

Les corrélations **érodabilité versus UCS** et **érodabilité versus E** (module d'Young) paraissent assez bonnes (respectivement $r^2 = 0.64$ et $r^2 = 0.83$ pour une relation « puissance »). La relation **érodabilité versus UCS** sur le même petit groupe d'échantillons donnerait un coefficient de détermination $r^2 = 0.67$. En fait sur les six mesures disponibles une seule s'éloigne franchement de la courbe de corrélation et présente une érodabilité anormalement faible (le grès SED041).

- **Erodabilité versus valeur du rebond (Schmidt hammer)**

Le rebond du marteau de Schmidt est assez bien corrélé à l'érodabilité. Le coefficient de détermination atteint 0.80 toutes lithologies confondues (sauf les argilites fracturées) pour une relation « puissance ». Comme pour la plupart des autres relations les échantillons SED041 et dans une moindre mesure SED042 s'éloignent nettement de la courbe. Sans eux le coefficient dépasserait 0.87 voire 0.89 pour les grès seuls.

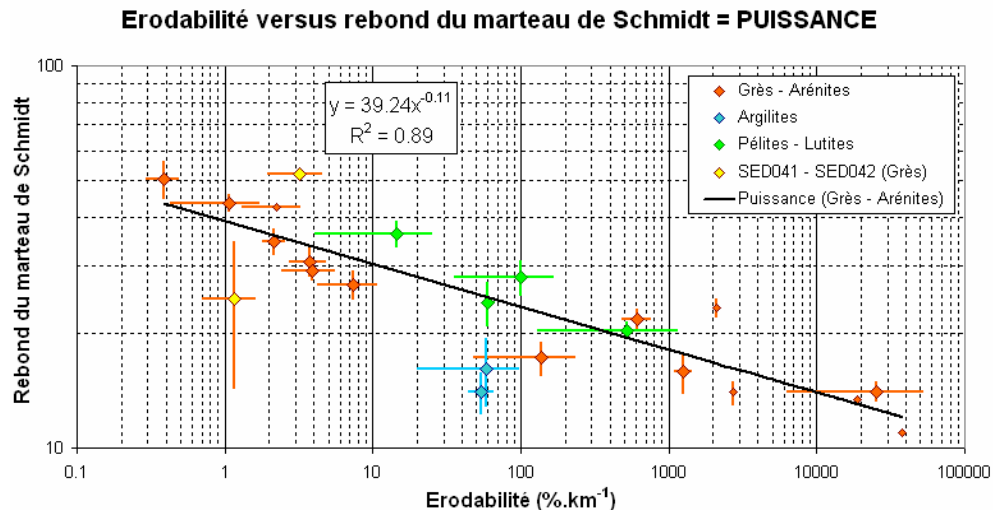


Figure 34 : Erodabilité versus rebond du marteau de Schmidt.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille que de l'incertitude sur la mesure.

b Corrélations de second ordre

• Erodabilité et teneur en carbonate

A première vue la teneur en carbonate paraît modérément corrélée à l'érodabilité (Figure 35). En fait la relation paraît inexistante pour des teneurs inférieures à 10% mais très bonne au-delà, même si les échantillons les plus riches (les concrétions SED013 et SED017) sortent de la tendance. Si on ne considère que les grès ayant une érodabilité inférieure à $10\%.km^{-1}$, ou bien que les grès ayant une teneur en carbonate supérieure à 15%, nous obtenons un excellent coefficient de détermination de 0.98 ou 0.91 respectivement, pour une relation **érodabilité versus teneur en $CaCO_3$** linéaire.

Ce résultat indique qu'en dessous d'un certain degré d'imprégnation par la calcite, la présence d'un ciment morcelé n'a aucun effet sur la résistance à l'érosion : l'extension de la porosité est alors beaucoup plus déterminante. Ce comportement est probablement propre aux grès calcaireux dont le ciment carbonaté forme souvent des plages discontinues (« patches » et « nodules » de calcite même à très petite échelle).

En revanche, pour des grès contenant plus de 15 % de carbonates (et donc peu poreux), la relation entre l'érodabilité et la teneur en calcite devient excellente et même potentiellement bien meilleure que la relation **érodabilité versus porosité**, ou la relation **érodabilité versus Rtb** (Figure 33B). La valeur de 15% doit correspondre à un degré d'imprégnation de la porosité critique au-delà duquel le ciment est suffisamment continu pour réellement influencer la cohésion des grains.

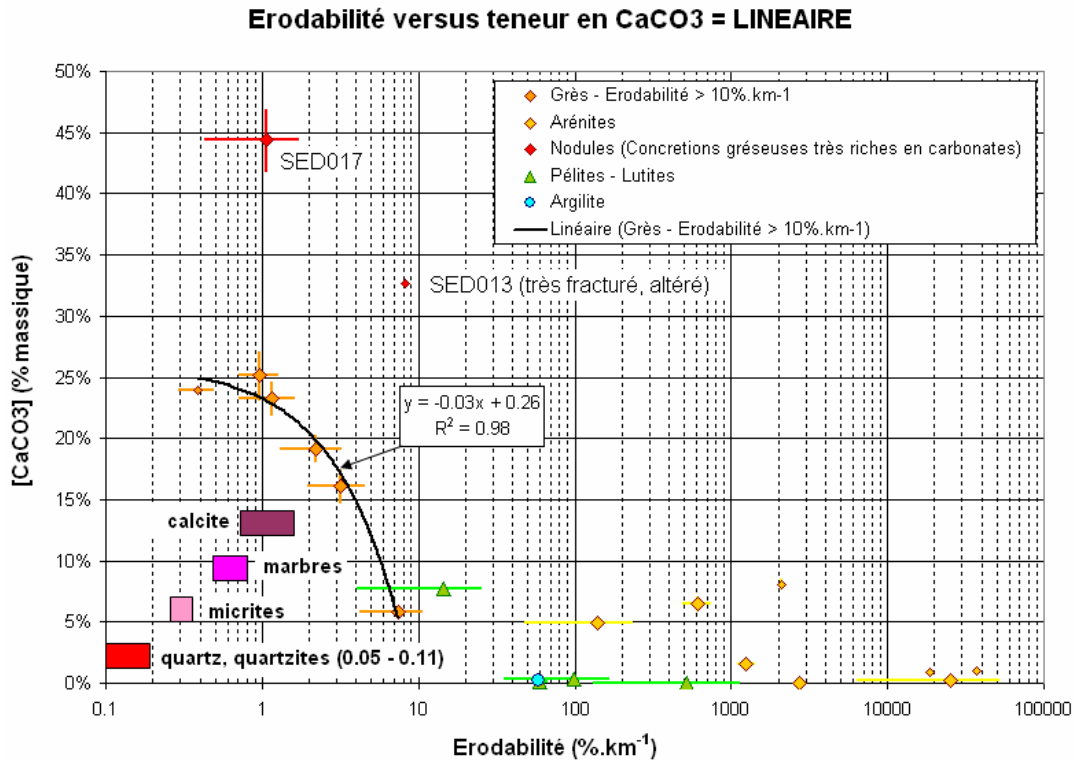


Figure 35 : Erodabilité versus teneur en CaCO₃.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Les marges indiquées sur les graphiques dépendent plus de la variabilité naturelle des sous-échantillons au sein d'une même famille que de l'incertitude sur la mesure.

Le « nodule » présentant une faible résistance est l'échantillon SED013 très fracturé et altéré (nf = 2.2%). En revanche le nodule SED017 ne montre aucun signe d'affaiblissement (nf = 1.3%).

A titre indicatif les gammes d'érodabilités de cristaux de calcite, de marbres, de micrites (calcaire microcristallin massif), et de quartz ont été rajoutées sur le graphique (sans les positionner par rapport aux teneurs en carbonate). Ces résultats ont été obtenus par Jérôme Lavé. Notons que les gros monocristaux maclés de calcite sont plus érodables que les micrites, alors que les cristaux de quartz et les quartzites se comportent de la même façon.

Ces nouvelles observations sont parfaitement cohérentes avec les relations établies précédemment, notamment les relations **[CaCO₃] versus Rtb sur éprouvette saturé** et **érodabilité versus Rtb sur éprouvette saturé** (Figure 21 et Figure 33B). Notons que la transition vers 15% de CaCO₃ ne peut être mise en évidence sur nos données de **Rtb** aucun essai n'ayant été réalisé sur de roches suffisamment peu consolidées.

Soulignons enfin que les nodules très riches en carbonates ne s'inscrivent pas dans la tendance dessinée par les autres grès, ce qui suggère qu'au-delà d'une certaine teneur en calcite l'effet de renforcement du ciment (en terme d'érodabilité) devient négligeable, voire s'inverse, **la calcite du ciment étant plus érodable que le quartz des grains**. Une autre mécanisme envisageable est d'origine diagenétique : les nodules carbonatés SED013 et SED017 provenant du sommet de la colonne stratigraphique, il est possible que l'interpénétration et la recristallisation au contact entre les grains minéraux aient été moins poussées que dans les autres échantillons enfouis plus profondément. Seule une étude microstructurale sur de nombreuses lames minces permettrait d'étudier cette éventualité.

• Erodabilité et granulométrie

Les propriétés granulométriques des grès semblent avoir un effet plus net sur l'érodabilité que sur les autres paramètres mécaniques. Les relations directes n'apportent presque aucune information, sauf peu être une légère tendance à la diminution du classement granulométrique pour les roches les plus résistantes. En revanche, **l'influence de second ordre du D50** sur les autres relations **érodabilité versus porosité, érodabilité versus Rtb** (et cætera) apparaît plus nettement (Figure 36).

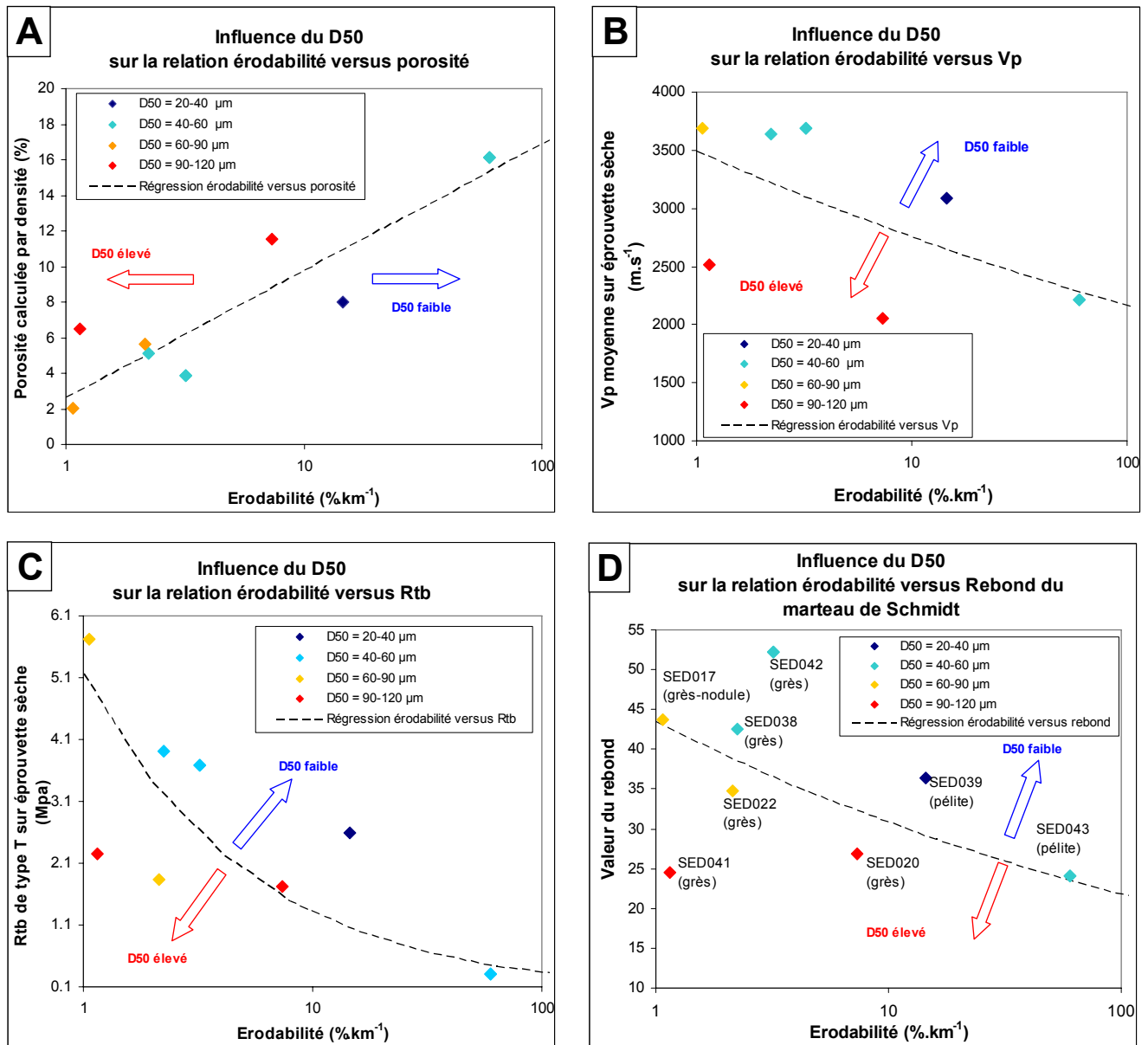


Figure 36 : Influence de la granulométrie sur l'érodabilité d'une roche.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

(Suite de la légende de la Figure 36)

*Seuls les échantillons présentant une porosité de fissure **nf** inférieure à 2% ont été représentés sur ces graphiques, pour éviter l'effet parasite de la fracturation sur la résistance. Les différentes courbes de régression affichées à titre indicatif ont été à chaque fois recalculées pour le jeu de donnée disponible et ne correspondent pas tout à fait à celles affichées sur les autres figures (Figure 31, Figure 32, Figure 33, Figure 34) ; par contre elles sont de la même forme (logarithmique ou puissance).*

(A) Influence de la granulométrie sur la relation logarithmique érodabilité versus porosité.

(B) Influence de la granulométrie sur la relation puissance érodabilité versus Vp.

(C) Influence de la granulométrie sur la relation puissance érodabilité versus Rtb.

(D) Influence de la granulométrie sur la relation puissance érodabilité versus rebond de Schmidt.

Le nombre limité de données par relation ne paraît pas suffisant pour établir une tendance certaine, cependant la répétition de la même anomalie sur les quatre graphiques est significative.

Il semblerait que plus la granulométrie augmente, plus la résistance à l'érosion a des chances d'être plus forte que la « normale ». Pourtant le D50 n'avait pas ou peu d'effet sur les autres propriétés mécaniques. Cette proposition pourrait trouver une explication dans la physique particulière de l'impact de particules entre elles. A priori dans un matériau granulaire la résistance dépendent à la fois des propriétés des grains et des propriétés de l'assemblage dans son ensemble. En général la résistance des grains est beaucoup plus élevée que la résistance de la liaison entre les grains. Or, tous les paramètres mécaniques ne sont pas sensibles de la même façon à cet aspect du problème. Le processus d'érosion « naturel » est le résultat d'une mise en contrainte presque ponctuelle de la roche, la surface du contact lors de l'impact étant du même ordre que la taille des grains. **Ainsi, plus la granulométrie est élevée, plus la résistance de la roche à l'érosion dépendra de la résistance individuelle des grains (sorte d'effet d'échelle).** Toutefois ce paramètre n'a qu'un effet secondaire, et n'est pas valable si la nature des grains change avec leur taille, notamment en présence de gros micas.

Le comportement particulier des pélites / lutites sur certaines relations pourrait être lié à leur faible granulométrie. Cependant sur la Figure 36 l'influence de la granulométrie semble se faire sentir de la même façon sur les pélites et sur les grès fins.

- **Erodabilité et fissuration**

La « porosité de fissure » **nf** aurait un effet un peu moins marqué sur la résistance à l'érosion que sur la résistance à la traction brésilienne (Figure 19). Toutefois son influence est toujours évidente sur certains échantillons, par exemple sur le nodule SED013 très fracturé qui présente toujours une érodabilité anormalement élevée (par exemple sur la Figure 35). Rappelons également que les contrastes d'érodabilité au sein d'une famille de sous-échantillons coïncident souvent avec des contrastes de **nf** (cf. nos observations à la fin du paragraphe « Vitesse de propagation des ondes P » p. 158).

c Bilan sur la prévision de l'érodabilité d'une roche

• Récapitulatif des relations entre les propriétés pétro-mécaniques et l'érodabilité

	Porosité	Densité	Vp	Rtb	UCS / E	Rebond de Schmidt
Type de relation $Erod = f(X)$	EXP $A = 0.36$ $b = 0.4159$	PUIS (ou EXP) $a = 7.84^{E+16}$ $b = -1.47^{E+01}$	PUIS $a = 2.65^{E+21}$ $b = -6.00^{E+00}$	PUIS $a = 47.362$ $b = -2.3814$	PUIS $a_{UCS} = 11440$ $b_{UCS} = -2.177$ $a_E = 136$ $b_E = -1.69$	PUIS $a = 4.59^{E+10}$ $b = -6.42^{E+00}$
Gamme de coefficients de détermination	Grès seul = 0.92 Grès + Pélites = 0.91 Grès durs = 0.24 à 0.68 Ensemble = 0.84 à 0.87 Nb valeurs = 27	Grès seul = 0.88 Grès + Pélites = 0.86 Grès durs = 0.12 à 0.18 Ensemble = 0.78 à 0.82 Nb valeurs = 27	Grès seul = 0.81 Grès + Pélites = 0.77 Grès durs = 0.06 à 0.50 Ensemble = 0.73 Nb valeurs = 26	Grès seul = 0.92 Grès + Pélites = 0.89 Grès durs = 0.20 à 0.69 Ensemble = 0.87 Nb valeurs = 25	Ensemble (UCS) = 0.64 à 0.69 Ensemble (E) = 0.83 à 0.86 Nb valeurs = 6	Grès seul = 0.81 à 0.88 Grès + Pélites = 0.80 à 0.87 Grès durs = 0.20 à 0.87 Ensemble = 0.71 Nb valeurs = 23
Sensibilités particulières Remarques diverses	Comportement similaire des pélites et des grès. Meilleure corrélation avec la porosité par saturation.	Mauvaise corrélation pour un échantillon limité aux grès durs.	Meilleure corrélation avec $V_{p_{moy}}$. Les pélites se comportent différemment des grès.	Deux groupes différents se dégagent dans les grès. Meilleure corrélation pour les essais sur roche saturée.	A priori bonne corrélation avec le module d'Young, mais nombre limité de données.	Forte sensibilité à la macro fracturation. Corrélation aléatoire des échantillons et des mesures sur le terrain.

Tableau 8 : Récapitulation des différentes relations avec l'érodabilité.

Comparaison de valeurs moyennées pour un échantillon.

Le type de relation est exprimé sous la forme « érodabilité = $f(\text{paramètre})$ », avec **a** en facteur et **b** en exposant. Les relations sont toutes du type puissance sauf celle avec la porosité qui est exponentielle (celle avec la densité est incertaine). Elles ont été obtenues en tenant compte de l'ensemble des échantillons prélevés dans les Siwaliks, y compris des argilites et des pélites. Pour les paramètres influencés par la saturation, nous avons utilisé les valeurs « sèches » pour lesquelles nous avons une meilleure contrainte. Dans le cas de la **Rtb**, l'utilisation des valeurs « saturées » aurait conduit à un facteur $a = 11.41$ et un exposant $b = -1.69$.

Les coefficients de déterminations calculées sur divers groupes sont indiqués dans ce tableau, généralement à partir des valeurs « sèches ». Les grès « durs » présentent une érodabilité inférieure à 15%.km-1 ; la gamme de valeur dépend par exemple de la prise en compte des échantillons SED041 et SED042 présentant une forte dispersion, de l'ajout des pélites au groupe, ou de la considération des valeurs saturées.

Les meilleurs coefficients de détermination sont obtenus entre l'érodabilité et la **porosité de la roche** ; la densité donne une moins bonne corrélation. La structure de la roche aurait donc plus d'influence sur l'érodabilité que la composition minérale, comme nous l'avons déjà constaté pour la **Rtb** et les autres propriétés mécaniques. D'ailleurs, la **résistance à la traction** apparaît également très bien corrélée à l'érodabilité, mais les données manquent pour confirmer l'hypothèse selon laquelle la relation **Rtb versus érodabilité** est meilleure que la relation **Rtb versus UCS**. En revanche la mesure de la **vitesse des ondes P** semble moins intéressante pour caractériser l'érodabilité d'une roche, si ce n'est pour estimer la « porosité de fissure » **nf**.

La bonne corrélation avec la **valeur du rebond de Schmidt** est particulièrement encourageante compte tenu des incertitudes de la mesure sur le terrain (correspondance approximative des mesures de terrain et des échantillons prélevés, saturation de la roche et orientation du marteau peu ou pas maîtrisées).

Enfin, la relation **érodabilité versus teneur en carbonate** apparaît comme LINEAIRE, mais uniquement pour des teneurs comprises entre 10-15% à 25%. C'est précisément pour ces lithologies les plus résistantes que les corrélations entre l'érodabilité et les autres paramètres pétro-mécaniques deviennent un peu moins nettes.

- **Confrontation des données à la loi proposée par Sklar et Dietrich [2004]**

Nous avons vu que la loi développée par Bitter [1963] donne une relation de type puissance « **érodabilité = $f(E^1, \sigma^{-2})$** » (Équation 7, p. 168). Sklar et Dietrich [2001] ont déduit de leurs mesures expérimentales sur différentes roches naturelles ou artificielles une relation du type **érodabilité $\propto \sigma_t^{-2.1 \pm 0.3}$** , la résistance à la traction utilisée étant à priori une valeur de R_{tb} obtenue sur éprouvette sèche (orientation inconnue). Faisant l'hypothèse que le module d'Young **E** est à peu près constant pour toutes les roches, Sklar et Dietrich [2004] concluaient sur un bon accord entre les expériences et la théorie. D'ailleurs nos résultats indiquent également une relations puissance avec des exposants proches de **-2.4** pour la relation « Erodabilité = $f(R_{tb \text{ sec type T}})$ » ou de **-1.8** pour la relation « Erodabilité = $f(R_{tb \text{ saturé type T}})$ ».

Il se trouve que dans nos expériences la relation de type « puissance » n'apparaît clairement que sur une large plage de variations de résistances mécaniques. Or, sur cette large plage de résistance, les données trouvées dans la littérature indiquent comme les nôtres une dépendance entre le module d'Young et les seuils de rupture dans les grès. Ainsi nous avons observé une covariance très nettes de **E** avec la **R_{tb}** ($r^2 = 0.97$, mais sur un jeu de seulement 6 valeurs), la relation entre les deux paramètres étant du type puissance avec un exposant de **1.1**, soit presque une relation linéaire (Figure 27E, p. 187). Si nous supposons que la relation E_{sec} versus RTB_{sec} est du même ordre que la relation $E_{\text{saturé}}$ versus $RTB_{\text{saturé}}$, nous déduisons que d'un point de vue théorique l'Équation 7 (p. 168) implique une relation puissance « érodabilité = $f(\sigma_t)$ » avec un exposant proche de **-1**, soit **érodabilité $\propto E^1 * \sigma_t^{-2} \propto \sigma_t^{-1}$** , ce qui contredit nos résultats expérimentaux.

En conclusion la théorie de Bitter modifiée par Sklar et Dietrich est incomplète et de futurs développements théoriques sont encore à mener. L'inadéquation de la loi pourrait provenir de l'utilisation par Bitter pour développer sa théorie d'un critère ne dépendant pas de la pression et donc peu représentatif de la mécanique des roches, contrairement au critère empirique de Hoek-Braun par exemple. En outre ces futurs travaux devront tenir compte de **l'effet de la saturation et de l'orientation de la fabrique** pour préciser les seuils de résistance mécanique des roches, deux aspects essentiel

contrôlant le comportement d'un grès (à la fois granulaire et anisotrope). Il est vrai que sur certaines lithologies peu poreuses, peu fracturées, et peu riches en argiles ou en minéraux solubles, cette contrainte supplémentaire a pu paraître négligeable en première approximation.

3 Autres conclusions sur la résistance des grès Siwaliks

a Ciment et cohésion des grains

Les grès à ciment carbonaté ont des propriétés bien particulières. Tout d'abord, comme tous les matériaux granulaires, leur résistance mécanique en traction ou en compression dépend des caractéristiques des liaisons entre les grains, c'est-à-dire du ciment et de la porosité. Ces liaisons forment autant de « points de faiblesse » où peuvent s'initier et se propager les fractures, le ciment étant lui-même souvent moins résistant que les grains, à fortiori dans un grès à ciment carbonaté.

Nous avons remarqué pour tous les paramètres étudiés une meilleure corrélation de la **résistance sur roche sèche** avec la **porosité**, l'extension du ciment carbonaté paraissant beaucoup moins influente. Pourtant la diminution de la porosité est en grande partie corollaire de la précipitation de calcite dans les pores. Cette observation peut surprendre, mais la littérature fait référence à des résultats semblables. Selon Dunn et al. [1973] la rupture à la fin des essais mécaniques résulte : **(1)** de l'extension des fissures à la frontière de grains, **(2)** de la fracturation des grains en extension apparaissant progressivement pendant l'essai (mécanisme proche de celui évoqué pour les essais brésiliens), **(3)** et surtout de **la coalescence du réseau de pores**. En revanche la forme « puissance » également observée par ces auteurs ne trouve pas d'explication physique claire. Quoi qu'il en soit nos résultats semblent confirmer que la structure du grès compte plus que la nature du ciment sur éprouvette sèche.

Cependant, notre étude apporte un élément nouveau au problème : **l'influence du ciment carbonaté devient déterminante sur les échantillons saturés**, peut être aussi importante que celle de la porosité, du moins pour une extension du ciment supérieure à environ 10%. La présence d'eau dans les pores affecte considérablement la résistance de nos grès. Il semble que le ratio « résistance sur roche saturée / résistance sur roche sèche » dépend de la teneur en calcite : les carbonates, peu sensibles à l'hydratation contrairement aux argiles, formeraient un squelette inaltérable maintenant partiellement la cohésion des roches même en conditions saturées. La perte de résistance plus significative des échantillons relativement pauvres en carbonate s'expliquerait donc par la présence d'un « ciment argileux » hydrophile. Cette hypothèse sera développée dans le paragraphe suivant.

Finalement la nature du ciment, quartzeux, calcitique, ou argileux, explique certainement une grande partie des différences de comportement mécanique entre les différentes lithologies testées, parmi les échantillons de grès Siwaliks, et par rapport aux grès vosgiens. Le cas des pélites - lutites riches en

phyllosilicates est particulièrement parlant : ces lithologies ont tendance à être plus résistantes que la moyenne sur les essais non saturés, par contre leur érodabilité est également plus forte (Figure 33A). En conclusion, même si la porosité est le critère majeur contrôlant la résistance et l'érodabilité des grès, elle ne suffit pas à les caractériser entièrement.

b Argiles et altération

Le « **ciment argileux** » a plusieurs origines possibles. En général, il se limite à une très fine couche agglomérée à la surface des grains, discernable sur lame mince. Ce revêtement résulte soit d'un colmatage humide lors du transport [Worden et Morad, 2003 dans Guilbaud, 2007], soit d'une infiltration « mécanique » de particules argileuses rapidement après le dépôt [Buurmana et al., 1998, Guilbaud, 2007].

En plus des argiles détritiques héritées, une grande partie des minéraux argileux sont néoformées dans la roche par altération à diverses étapes de la diagenèse des autres phases minérales (phyllosilicates et feldspaths). Nous avons vu que l'altération touche plus ou moins nos échantillons, notamment les pélites : ces fluctuations expliquent sans doute la plus forte dispersion des résistances mécaniques et des érodabilités dans ces lithologies. Dans le même sens Aydin et Basu [2006] ont également démontré que le degré d'altération affectait considérablement le comportement en traction, et ce dès les premiers stades de l'hydrolyse (la diminution de résistance est d'abord très rapide, puis plus progressive).

La néoformation et la diagenèse des argiles seraient donc des éléments importants contrôlant la résistance des grès Siwaliks, expliquant les différences de comportement en condition sèche ou saturée. De nombreuses études ont porté sur leur composition : dans les Siwaliks il s'agit d'un assemblage très variable de kaolinite (en général 10 à 40%), smectite (en général 0 à 20%), illite (en général 20 à 50%), et chlorite (en général 5 à 20%) [Guilbaud, 2007, sur les coupes de la Suraï et Tinau]. Leur distribution dépend de l'environnement de dépôt (origine des sédiments détritiques, climat, et cætera) et des contraintes thermiques dans le bassin.

Nous ignorons dans quelle mesure les proportions des différentes familles d'argiles influencent la résistance. Une chose est certaine toutefois : les mesures de granulométrie laser (Chapitre II) montrent que la teneur en argile reste faible dans nos grès, avec en moyenne moins de 5% de particules de taille inférieure à 2 µm dans nos grès (+2%, min = 1%, max = 15% dans les « argilites »). **Finalement la localisation des argiles dans la structure, notamment en revêtement sur les grains, doit être plus déterminante que leur abondance.** Malheureusement ces indices pétrologiques ne donnent qu'une indication qualitative sur la résistance en l'état actuel de nos connaissances.

c Litage

L'anisotropie de la roche a une influence marquée sur sa résistance mécanique, tout d'abord sur les seuils de rupture en traction et en compression. Elle peut également « guider » l'érosion suivant des plans de faiblesse, même à très petite échelle, comme l'illustre la photographie de l'échantillon SED041 (Figure 4, p. 141). Le litage est souvent matérialisé par des lits de micas dans nos roches, ces niveaux servant souvent de plan de fracture. C'est sans doute l'abondance des micas microlithiques qui explique le mieux le comportement original des pélites comme SED39 (écaillage). En outre l'argilisation des phyllosilicates concentrés dans ces lits accentuerait la fragilisation lors de la saturation, processus que nous venons d'interpréter dans les deux paragraphes précédents. Certaines de nos observations vont dans ce sens, notamment les contrastes de vitesse $V_{p_{min}}$ et $V_{p_{max}}$ et leurs relations avec la résistance de la roche.

d Résistance des grains

Nous nous sommes surtout intéressés à la résistance des liaisons entre les grains et à l'influence de la porosité, pourtant la résistance mécanique et l'érodabilité d'une roche dépendent également de la nature des grains constitutifs. Ce facteur paraît secondaire pour une roche granulaire comme un grès, mais il se révèle dans plusieurs cas de figures : **(1)** quand les grains sont fracturés, altérés, ou potentiellement plus fragiles que le ciment ; **(2)** quand la taille des grains augmente, **(3)** quand la porosité devient très faible, à condition que le ciment soit homogène et de même nature que les grains ; **(4)** quand la nature des galets « abrasifs » change. Cependant, notons que même dans le cas d'une roche homogène massive et non poreuse l'érodabilité ou la résistance globale de la roche ne dépend pas uniquement de l'érodabilité ou de la résistance théorique du minéral constitutif : un assemblage microcristallin voire amorphe est souvent moins « fragile » qu'un monocristal de même composition, en général à cause de la présence de macles qui fragilisent la structure du cristal (Tableau 9). En ce sens l'influence de **la granulométrie** apparaît très complexe et affecte différemment la résistance selon le contexte. Dans notre cas nous avons obtenu des érodabilités plus faibles pour des granulométries plus élevées, sans doute à cause du contraste de résistance en faveur des grains par rapport au ciment. De plus nous avons également constaté que **l'endommagement des grains** lors de la diagenèse (par altération et surtout par microfracturation localisée), pressenti dans le Chapitre II (décalage des spectres granulométriques entre les échantillons de grès et d'alluvions récentes) et confirmé dans ce chapitre (observations sur lames minces, mesure de la « porosité de fissure »), avait un impact réel sur la résistance mécanique des roches étudiées.

	<i>Quartz</i>	<i>Quartzite</i>	<i>Calcite</i>	<i>Marbre</i>	<i>Calcaire micritique massif</i>	<i>Calcaire divers</i>
<i>Erodabilité (%.km⁻¹)</i>	0.07	0.08	1.21	0.6	0.2	1

Tableau 9 : Erodabilités caractéristiques de quelques roches et minéraux (obtenues par Jérôme Lavé).

e Perspectives

1. **Favoriser les essais mécaniques sur roche saturée.** Nous avons effectué suffisamment d'essais sur roche sèche pour caractériser le comportement des roches les plus fragiles. En outre nos résultats donnent une idée des causes de diminution de résistance liées à l'hydratation. Nous avons également constaté que les données obtenues sur roche saturée, y compris la porosité mesurée par saturation, donnaient de meilleures corrélations avec les valeurs d'érodabilité. Dans l'avenir, nous devrions nous focaliser sur ces données pour améliorer les relations entre les propriétés pétro-mécaniques et l'érodabilité, notamment pour les roches les plus résistantes.

2. **Revoir les procédures « d'échantillonnage ».** Nous ne nous attendions pas à rencontrer de telles hétérogénéités dans les grès Siwaliks, surtout à petite échelle (discontinuité du ciment, plages d'altération, et cætera). Il s'est avéré impossible d'obtenir des échantillons parfaitement représentatifs des barres rocheuses étudiées ; la comparaison des données obtenues au sein d'une famille de sous-échantillons pour les différents essais a été délicate. Dans l'avenir le « recyclage » des éprouvettes détruites devra être systématiquement mis en œuvre pour limiter le recours hasardeux aux valeurs moyennées par échantillon (voir Annexe III). En outre une amélioration du protocole expérimental lors des mesures au marteau de Schmidt sur le terrain, voire l'utilisation du scléromètre directement sur les éprouvettes en laboratoire [Basu et Aydin, 2004], pourrait conduire à une augmentation notable des coefficients de détermination.

3. **Travailler sur des matériaux synthétiques et sur d'autres lithologies.** Une partie de nos observations ne concernent que les grès à ciment carbonaté et ne sont pas directement transposables aux autres lithologies. Toutefois les grandes tendances de fond comme la relation « puissance » entre l'érodabilité et la R_{tb} sont également observées par d'autres auteurs et semblent avoir une portée plus universelle. Nous pensons également que l'amélioration des lois semi empiriques reliant l'érodabilité aux autres propriétés pétro-mécaniques passe par l'utilisation de lithologies « simples » voire de matériaux synthétiques [Sklar et Dietrich, 2001], sachant que l'étude d'un système complexe comme les grès Siwaliks permet de tester la robustesse des lois théoriques et d'orienter les futurs axes de recherche.

4 Réalisation de coupes transversales dans les grès Siwaliks, conclusions sur l'hétérogénéité des grès

Dans cette dernière partie du chapitre nous allons synthétiser nos observations sous forme de transects au travers des chaîons Siwaliks. La construction de coupes pétro-mécaniques (spatiales et stratigraphiques) a pour but premier de mieux contraindre dans l'avenir les modèles d'incision des rivières ou les modèle d'évolution du paysage appliqués sur la région. En outre ces représentations aident à mieux comprendre la succession des faciès sédimentaires et les processus diagenétiques dans la série sédimentaire. Notre échantillonnage régulier, notamment dans la vallée de la Bakeya, nous a permis d'ébaucher quelques transects.

Nous avons préféré caler ces transects sur une colonne stratigraphique pour plus de clarté et pour permettre la compilation de données provenant des différents secteurs étudiés (Bakeya, Ratu, et Churre) : la structure des Siwaliks étant un pli de rampe régulier (Chapitre I), la correspondance avec une position en surface est immédiate pourvu que le schéma structural de la coupe soit connu.

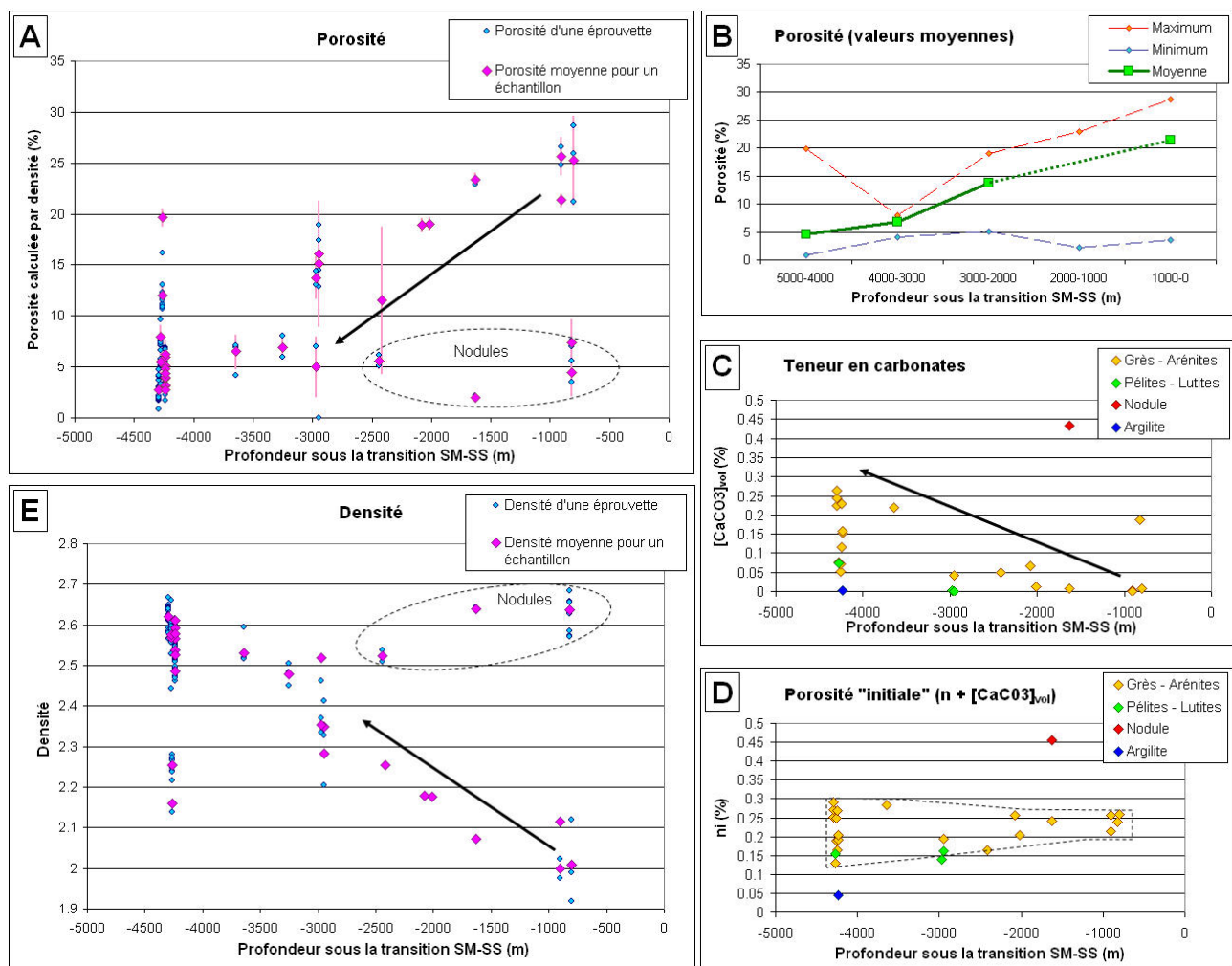


Figure 37 : Evolution des propriétés pétrologiques dans la pile sédimentaire.

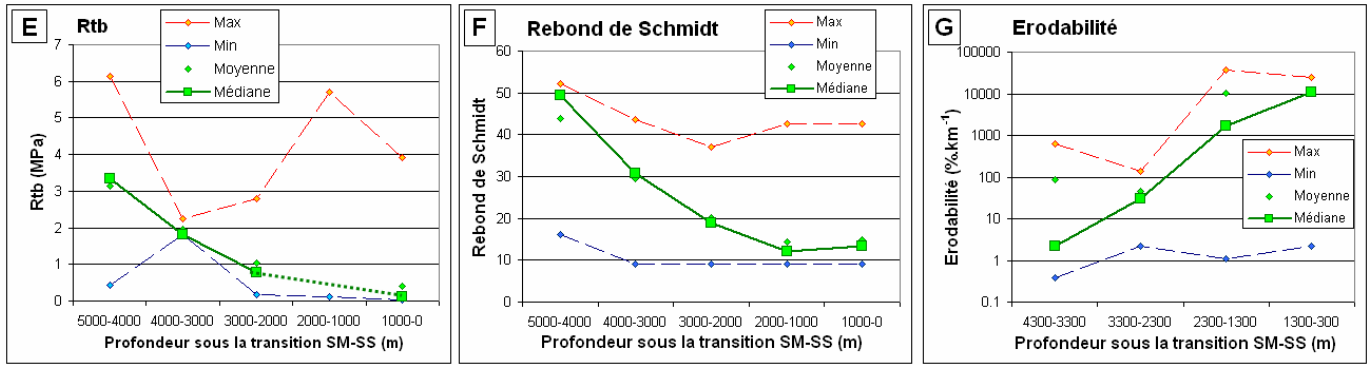


Figure 38 : Evolution des propriétés mécaniques dans la pile sédimentaire.

(Légendes de la Figure 37 et de la Figure 38)

Les transects sont représentés sous deux formes : soit par rapport à la profondeur dans la série sédimentaire, soit par rapport à la distance au MFT. L'échelle de profondeur a pour origine la transition Siwaliks moyens (SM) et Siwalik supérieurs (SS), c'est-à-dire le passage de faciès sableux à des faciès conglomératiques. Rappelons qu'au moment de l'enfouissement maximal cette transition se situait de -2000 m à -4000 m sous la surface.

Les échantillons et mesures positionnés entre 0 m et -500 m de profondeur proviennent de la vallée de la Churre, ceux entre -500 m et -1000 m de la vallée de la Ratu, tous les autres de la vallée de la Bakeya.

(A) et (B) Transects « porosité » calculée par densité (n).

(C) et (D) Transects « teneur en carbonates » et « porosité initiale » (ni).

(E) Transect « densité ».

(F), (G) et (H) Transects « Rtb » (résistance à la traction, essais de type T sur roche sèche), rebond de Schmidt (scléromètre, mesure sur le terrain), érodabilité (mesurée en laboratoire).

a Transect « [CaCO₃] » et « porosité », origine du ciment carbonaté

➤ Confrontation des transects « [CaCO₃] » et « porosité », porosité « originelle »

Les Figure 26A et Figure 26B montre une très nette diminution de la porosité avec la profondeur. Cependant cette diminution doit être mise en relation avec l'accroissement parallèle du taux de cimentation carbonatée.

Le cumul de la porosité et de la teneur volumique en calcite permet le calcul du « taux de remplissage » par la calcite et donne une idée du « volume de pore initial » *ni* avant la diagenèse (Équation 11).

$$[\%CaCO_3]_{\text{volumique_échantillon_total}} = [\%CaCO_3]_{\text{massique}} * \frac{d_{\text{échantillon_total}}}{d_{CaCO_3}}$$

$$Tx_{\text{rempl.}} = \frac{[\%CaCO_3]_{\text{volumique_échantillon_total}}}{[\%CaCO_3]_{\text{volumique_échantillon_total}} + n}$$

$$n_i = [\%CaCO_3]_{\text{volumique_échantillon_total}} + n$$

[...] est une concentration (%)

d est une densité.

d(CaCO₃) = 2.7

Txrempl. est le taux de remplissage de la porosité actuelle par le ciment carbonaté.

n est la porosité actuelle.

ni est la porosité avant la diagenèse.

Équation 11 : Calcul du taux de remplissage par le ciment et de la porosité initiale.

En fait n_i devrait être sous-estimée à cause de la fermeture progressive des pores de la roche lors de son enfouissement (compaction), et de la présence d'autres minéraux néoformés que la calcite (argiles). Pourtant ce paramètre reste étonnamment stable autour de 22% (+- 4% si on ne considère que les grès), avec peut être une légère tendance à la baisse vers la base de la série sédimentaire. Notons que cette valeur moyenne de n_i est assez proche de la porosité pour un tassement rhomboédrique idéal d'un jeu de sphères (25%).

➤ Précipitation du ciment carbonaté

Nos observations indiquent une faible influence de la compaction sur l'extension du ciment carbonaté. Cela implique certainement une cristallisation précoce du ciment, sans doute à un stade d'enfouissement peu avancé pour tous les échantillons, c'est-à-dire dans les nappes phréatiques de subsurface. En outre, la présence de lithoclastes calcaires étant exclue, la teneur extrême en carbonates de certains nodules ne peut s'expliquer que de cette manière [Sanyal et al., 2005] : la « n_i » de l'échantillon SED017 atteint 45% et se rapproche donc de la porosité maximale d'un assemblage de sphères pour un tassement cubique idéal (48%). Notons que cette interprétation paraît en accord avec nos observations pétrologiques : la nature microcristalline du ciment correspondrait à une première phase de précipitation superficielle, tandis que la texture poecilitique, nettement moins abondante sur nos échantillons, est souvent associée à une phase de cristallisation secondaire en cours de diagenèse [Guilbaud, 2007]. Si des phases de dissolution / recristallisation se sont produites, alors leur effet est resté très limité.

Les processus de précipitation précoce de la calcite sont assez bien documentés, notamment dans le contexte des cônes alluviaux, et sont souvent étayés par la mesure des compositions isotopiques du ciment en oxygène et en carbone [Harrison et al., 1993, sur le secteur de la Bakeya ; Sanyal et al., 2005, sur les secteurs de la Surai ; Parcerisa et al., 2005, sur un exemple espagnol]. En simplifiant, nous suspectons que la précipitation résulte du battement important des nappes entre la saison sèche et la mousson (zone vadose étendue). Cette variation saisonnière du niveau de l'eau est particulièrement marquée dans les plaines alluviales distales inondées plusieurs mois dans l'année. Notons que les nodules les plus riches ont dû se former extrêmement rapidement (« calcite pédogénétique »), tandis que les autres précipitations ont pu se produire après ou pendant la phase initiale d'enfouissement et de compaction, sans doute à quelques dizaines de mètres de profondeur et après quelques milliers d'années (éodiagenèse).

En conclusion, les variations de la teneur en calcite dans la série sédimentaire ne seraient pas liées à une évolution diagenétique dépendant de l'enfouissement, mais d'abord à un changement paléogéographique et hydrogéologique. Plus on se rapproche de l'apex du cône (CAD plus on remonte dans la série sédimentaire), moins l'environnement serait favorable à la précipitation dans les nappes. Le point le plus intéressant de cette hypothèse est que la réduction de porosité dans les grès Siwaliks

concomitante à l'accroissement du ciment, **et donc l'augmentation de la résistance mécanique**, ne dépend pas non plus de la compaction, du moins en premier ordre et sur cet exemple himalayen.

b Transects « résistance à la traction brésilienne » et « marteau de Schmidt »

La résistance mécanique des grès augmente considérablement vers la base de la série sédimentaire, jusqu'à deux ordres de grandeurs pour la R_{tb} . Comme attendu cette évolution est tout à fait corrélable à celle de la porosité. En outre le grand nombre de mesures de rebond de Schmidt montre qu'elle est progressive. La résistance maximale à un niveau donné, si nous exceptons les bancs et nodules isolés dans les couches d'arénite, s'accroît très régulièrement, du moins dans la Bakeya.

Les données de rebond disponibles dans les vallées de la Ratu et de la Churre pour le sommet des faciès Siwaliks moyens sont tout à fait comparables à celles obtenues dans la vallée de la Bakeya. Néanmoins, la valeur de rebond moyenne semble se stabiliser, voire augmenter légèrement juste avant la transition. Soit il s'agit d'une particularité locale du secteur de la Churre, soit ce petit changement témoigne de l'apparition de clastes résistants plus gros dans la matrice.

c Transect « érodabilité »

- **Erodabilité mesurée**

L'érodabilité mesurée augmente à la base de la série Siwaliks de près de 5 ordres de grandeurs. Une telle variation n'était pas envisagée jusqu'à présent dans les modèles numériques de modélisation de l'érosion et d'évolution du paysage appliqués sur la région [Lavé et Avouac, 2001]. Qui plus est l'érodabilité médiane pour un secteur donné semble évoluer régulièrement de la base vers le sommet de la série.

- **Transect de l'érodabilité calculée à partir du rebond de Schmidt**

La construction d'un transect d'érodabilité calculée à partir des valeurs de rebond mesurées sur le terrain était l'un des principaux enjeux de notre travail sur la mécanique des roches. Les résultats présentés sur la Figure 39 sont très encourageants.

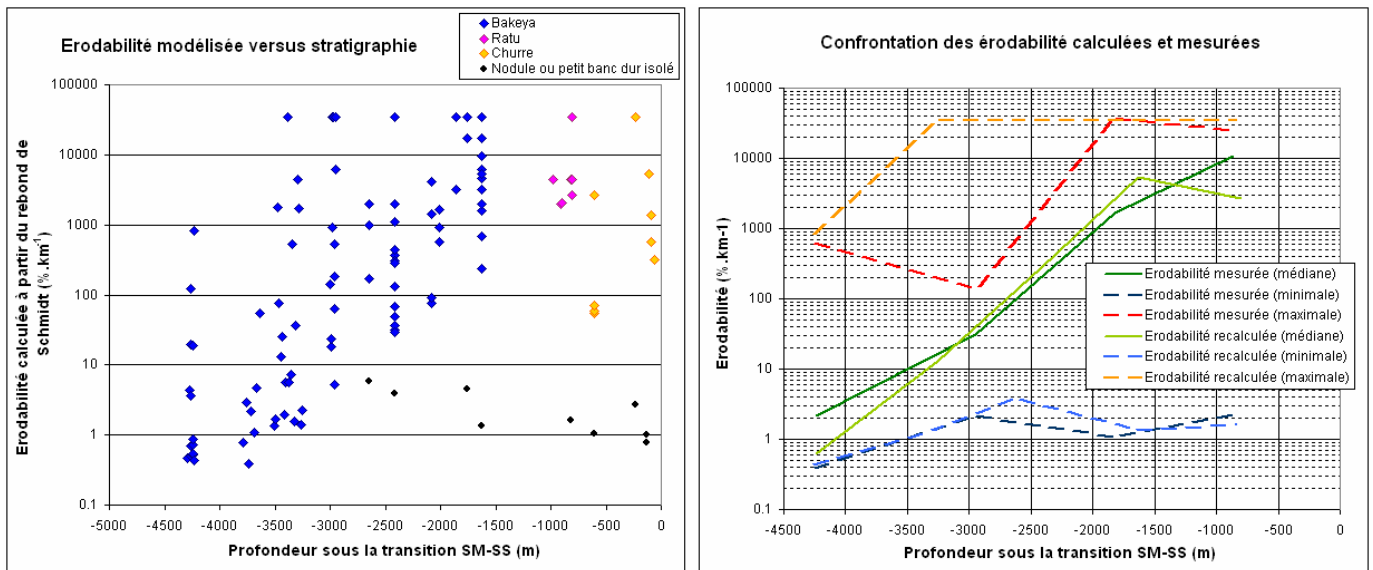


Figure 39 : Comparaison des transects d'érodabilité calculés et mesurés.

Les érodabilités ont été calculées à partir des mesures de marteau de Schmidt grâce à la relation proposée dans le Tableau 8. Les valeurs minimales et maximales sur une tranche donnée de la colonne stratigraphique sont indiquées en plus de la valeur médiane d'érodabilité.

Les différences entre le modèle et la réalité sont finalement assez peu significatives, d'autant plus que l'échantillonnage restreint réalisé pour les mesures directes d'érodabilité est forcément moins représentatif que le large échantillonnage effectué au marteau de Schmidt. **Finalement le scléromètre donne une estimation satisfaisante de l'érodabilité, simplement et directement sur le terrain.** La possibilité d'utiliser cette relation sur d'autres roches que les grès à ciment carbonaté Siwaliks n'est pas parfaitement établie, de nouveaux étalonnages sont peut-être nécessaires, mais il est certain qu'elle donne au moins une approximation intéressante dans n'importe quel cas de figure.

Remarque 1 : La quantification précise de l'érodabilité des roches les moins résistantes pose problème, tout d'abord à cause des limitations techniques du marteau, ensuite à cause de la forte sensibilité de la relation pour de faibles rebonds. Par exemple, entre un rebond de 9 et un rebond de 10, la différence en terme d'érodabilité atteint 16800 $\% \cdot \text{km}^{-1}$ (de 34300 $\% \cdot \text{km}^{-1}$ à 17500 $\% \cdot \text{km}^{-1}$). En outre, rappelons que la valeur du rebond est particulièrement sensible à l'inclinaison du marteau pour ces faibles valeurs.

Remarque 2 : La résistance élevée des nodules riches en calcite ressort parfaitement sur cette représentation (Figure 39). Si leur influence à petite échelle est spectaculaire (Figure 5, p. 144), ils n'ont cependant presque aucun effet sur la résistance globale du banc de grès qui les contient. Une fois dégagés par l'érosion ils tombent simplement dans la rivière et constituent l'essentiel des gros blocs de grès transportés en amont des bancs indurés Siwaliks inférieurs.

CHAPITRE IV

Mesure in situ de l'érosion du bedrock, modélisation des processus d'abrasion fluviales : deux exemples himalayens

TABLE DES MATIERES DU CHAPITRE IV

A. Mesures du taux d'érosion annuel sur le terrain.....	222
1 Les travaux antérieurs	222
2 Conception de l'instrument de mesure	224
a Contraintes techniques	224
b Principe de fonctionnement, caractéristiques du matériel, type de mesure	225
c Réalisation de l'outil	227
➤ Ancrages des supports.....	227
➤ Articulation des supports et du rail de positionnement.....	228
➤ Barre de positionnement et mesureur de distance.....	228
d Limitations de l'appareil	228
➤ Obstacles rencontrés sur le terrain et conditions d'utilisation limites	228
➤ Précision constatée sur le terrain.....	229
➤ Améliorations envisageables	229
3 Mesure de l'érosion in situ dans la Bakeya et la Ratu	230
a Généralités sur notre campagne de mesure.....	230
b Les résultats dans les gorges de la Bakeya Khola.....	231
• Les gorges terminales de la Bakeya : un banc d'essai pour la mesure d'érosion in situ	231
• Les différentes sections mesurées.....	236
• Interprétation des résultats	237
➤ Influence des hétérogénéités et des discontinuités.....	237
➤ Relation sur le terrain entre l'érosion, la lithologie, l'orientation de la pente, et cætera ...	238
➤ Vers un « équilibre topographique » des dalles	240
➤ Conclusion sur les processus d'érosion à l'œuvre dans la Bakeya, érosion et incision à long terme	242
c Résultats dans les gorges de la Ratu : érosion latérale dans un méandre	245
• Vue générale des gorges de la Ratu	245
• Les différentes sections mesurées.....	247
• Interprétation des résultats	248
➤ Variations du taux d'érosion le long du cours	248
➤ Origine de l'augmentation de l'érosion vers le haut du profil.....	248
➤ Erosion latérale à long terme	249
B. Modélisation des écoulements et de la charge sédimentaire dans les gorges de la Bakeya.....	252
1 Création d'un MNT du lit de la Bakeya et de la Ratu	252
• Les relevés macro topographiques dans les gorges	252
• Construction du MNT et calcul des sections	253
2 Simulation des écoulements dans les gorges	253
a Le logiciel Hec-Ras.....	253
b Les paramètres d'entrée	255
➤ Sections topographiques du chenal, « geometric data »	255
➤ Paramètres hydrauliques	256
➤ Débits	257
➤ Autres remarques sur Hec-Ras.....	257
c Résultat de la modélisation, estimation des hauteurs d'eau dans les gorges	258
• Hydraulique dans les gorges de la Bakeya	258

➤ Variations le long du profil de rivière de la hauteur d'eau, de la vitesse, de la contrainte cisailante	258
• Hydraulique dans les gorges pendant la mousson 2006	262
• Validation du modèle à partir des laisses de crues exceptionnelles.....	264
➤ Mesure des laisses de crues.....	264
➤ Comment exploiter la laisse de crue dans Hec-Ras ?	266
➤ Conclusions sur la laisse de crue	266
3 Profils de concentration et de flux des sédiments en suspension, distribution verticale des particules (Loi de Rouse).....	268
C. Modélisation de l'abrasion du lit rocheux.....	271
1 Modélisation de l'érosion des berges sur les barres instrumentées	271
• Principe du modèle	271
• Calibration de la loi d'érosion, définition de l'érosion unitaire.....	272
➤ Effet de la lithologie, base théorique	272
➤ Effet de la taille des sédiments.....	273
➤ Effet de la vitesse d'impact	274
➤ Effet de l'angle d'impact.....	274
• Résultats de la modélisation.....	275
2 Incision potentielle du fond du chenal, effet de couverture.....	276
a Incision du fond du lit sans effet de couverture : incision potentielle	276
b Quantification indirecte de l'effet de couverture dans les gorges de la Bakeya, taux d'exposition du substratum.....	278

TABLE DES ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE IV

FIGURES

Figure 1 : Dispositif expérimental de mesure et quelques résultats de Hartshorn et al. [2002].	223
Figure 2 : Quelques photos du dispositif de mesure sur le terrain.....	225
Figure 3 : La mesure de l'érosion sur le terrain, méthodologie.....	226
Figure 4 : Localisation des profils de mesure dans la Bakeya.....	233
Figure 5 : Profil longitudinal de la Bakeya dans les gorges.	233
Figure 6 : Quelques vues des gorges terminales de la Bakeya.	234
Figure 7 : Caractéristiques des profils d'érosion dans les gorges de la Bakeya	235
Figure 8 : Compilation des profils d'érosion mesurés dans la Bakeya, érosion pendant la mousson 2006.	236
Figure 9 : Augmentation de l'érosion au voisinage des fissures, exemple du profil B9, segment 1 (base).	237
Figure 10 : Corrélation entre l'érosion (2006) et le rebond du marteau de Schmidt le long des profil B10 et B9.....	239
Figure 11 : Corrélation entre l'érosion (2006) et l'orientation de la surface le long du profil B10.	240
Figure 12 : Formation d'une topographie à l'équilibre par rapport aux processus d'abrasion.....	241
Figure 13 : Sape des dalles de grès par érosion des argilites (affouillement).....	244
Figure 14 : Localisation des profils de mesure dans la Ratu.	246
Figure 15 : Compilation des profils d'érosion mesurés dans la Ratu, érosion pendant la mousson 2006.	247

Figure 16 : Croûte algale à la base sur les parties basses des berges, exemple du site P4 (novembre 2006).	249
Figure 17 : Erosion en fonction de l'exposition dans le méandre de la Ratu.	251
Figure 18 : MNT des gorges de la Bakeya.	253
Figure 19 : Topologie simplifiée du modèle Hec-Ras.	254
Figure 20 : Modélisation d'écoulement dans les gorges de la Bakeya obtenues avec le logiciel Hec-Ras.	255
Figure 21 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet des variations de débit.	258
Figure 22 : Vitesse du courant dans les gorges, effet des variations de débit.	259
Figure 23 : Largeur de la rivière en surface, effet des variations de débit.	259
Figure 24 : Contrainte cisailante basale dans les gorges, effet des variations de débit.	260
Figure 25 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet du coefficient de Manning.	260
Figure 26 : Vitesse du courant dans les gorges, effet du coefficient de Manning.	261
Figure 27 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet des coefficients de contraction et d'expansion.	261
Figure 28 : Vitesse du courant dans les gorges, effet des coefficients de contraction et d'expansion.	262
Figure 29 : Hydraulique dans les gorges lors du pic de crue du 29 juin 2006 ($850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).	263
Figure 30 : Hauteur d'eau et vitesse du courant durant la mousson 2006 au niveau de la section B8-B9.	264
Figure 31 : Mesure des laisses de crue dans les gorges de la Bakeya.	265
Figure 32 : Confrontation du modèle aux hauteurs de laisse de crue mesurées sur le terrain.	267
Figure 33 : Photos du glissement de terrain majeurs de 2005 dans les gorges de la Bakeya.	268
Figure 34 : Concentration normalisée en particules dans la colonne d'eau.	269
Figure 35 : Effet de la granulométrie de galets sur l'érosion des blocs de grès (surface impactée biseautée, inclinée à 45°).	274
Figure 36 : Résultat de la modélisation de l'abrasion pour la crue « efficace » du 29 juin 2006.	275
Figure 37 : Relation entre l'érosion unitaire expérimentale et le Shield stress dans le canal annulaire, d'après Whittaker et al. (en préparation).	277
Figure 38 : Résultat de la modélisation de « l'incision potentielle » le long des gorges de la Bakeya, implications sur le taux d'exposition du substratum rocheux au fond du chenal, effet de couverture.	279

TABLEAUX

Tableau 1 : Classification des sites de mesure.	231
Tableau 2 : Propriétés mécanique et orientation des barres rocheuses instrumentées.	238

EQUATIONS

Équation 1 : Erosion normale, verticale et horizontale.	243
Équation 2 : Perte de charge entre les sections, application des coefficients de perte d'énergie.	256
Équation 3 : Calcul du nombre de Froude.	257
Équation 4 : Distribution verticale et flux des particules en suspension (loi de Rouse).	269
Équation 5 : Calcul de la concentration de la charge de fond $C_a(D)$.	270
Équation 6 : Profil vertical de vitesse du fluide dans la rivière (loi du mur).	270
Équation 7 : Calcul de l'érosion des barres rocheuses de la Bakeya.	272
Équation 8 : Erosion unitaire d'une lithologie « i » calculée par une règle de trois, à partir des érodabilités mesurées, en se basant sur une lithologie de référence.	273
Équation 9 : Erosion du fond du chenal.	276
Équation 10 : Calcul de l'érosion unitaire théorique (fond du chenal).	277
Équation 11 : Taux d'érosion potentiel annuel estimé.	278

IV

Mesure in situ de l'érosion du bedrock, modélisation de l'abrasion fluviales : deux exemples himalayens

Nous disposons à présent d'un jeu de données complet à la fois sur **les caractéristiques des flux d'eau et de sédiments**, CAD sur les outils de l'abrasion (Chapitre II), et sur **la résistance mécanique et l'érodabilité des roches** dans les Siwaliks (Chapitre III). Nous pouvons nous lancer vers l'objectif majeur de nos travaux : **la mesure puis l'interprétation de l'érosion par abrasion du lit rocheux des rivières** en fonction des caractéristiques du chenal (hydrologiques et lithologiques). Nous comparerons également les résultats obtenus avec l'incision à long terme dans la région d'étude.

La mesure de l'érosion fluviale sur le terrain est une tâche ardue compte tenu des conditions expérimentales difficiles et de la faible amplitude annuelle du phénomène (à l'échelle d'une thèse !). Même sur le terrain favorable que nous avons choisi sur le front de chaîne himayen, le taux de soulèvement n'atteint que quelques millimètres par an : pour une année « normale » nous pouvons espérer au mieux un taux d'érosion du même ordre. Compte tenu de la difficulté d'accès des sites étudiés et des taux d'érosion faibles (dans l'absolu), nous avons opté pour une mesure annuelle de l'érosion dans les lits rocheux de la **Bakeya** et de la **Ratu** au niveau des gorges terminales, dans deux contextes morphologiques et géologiques sensiblement différents. **Le principe est d'effectuer une mesure ponctuelle de l'érosion, en comparant les « élévations relatives » de points précis du « bedrock » par rapport à un repère fixe d'une année sur l'autre : la différence donne directement l'épaisseur de roche « disparue », donc le taux d'érosion annuel (mm.an^{-1}).** Si le concept paraît extrêmement simple, la difficulté est d'obtenir une résolution infra millimétrique sur le terrain.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la description de nos protocoles expérimentaux et de nos résultats bruts. Ensuite nous avons créé un modèle des gorges de la Bakeya pour prévoir les caractéristiques des flux d'eau et de sédiment dans ces rivières en période de crue au niveau des sites instrumentés, à partir des données hydrologiques et granulométriques que nous avons recueillies (cf. le Chapitre II). Enfin nous avons tenté de modéliser les profils d'érosion observés sur le terrain, à partir d'un modèle simple de répartition verticale de la charge sédimentaire et de prédiction de l'érosion.

A. Mesures du taux d'érosion annuel sur le terrain.

1 Les travaux antérieurs

Nous avons suivi l'exemple de Hartshorn et al. [2002] pour développer notre outil de mesure. Cette équipe de Cambridge supervisée par Niels Hovius a élaboré une barre en titane rigide de 2 m de long sur laquelle glisse un pied à coulisse numérique, permettant de mesurer la distance entre la barre et la surface du sol. La barre est portée par deux tiges en acier, elles même fichées dans des ancrages au sol. Ce sont ces ancrages qui servent indirectement de repère et permettent de réinstaller le dispositif exactement dans la même position d'une année sur l'autre (Figure 1A).

Hartshorn et al. [2002] ont mesuré deux profils micro topographiques de cette manière, en déplaçant le dispositif le long de barres rocheuses transversales au lit de la rivière, de point d'ancrage en point d'ancrage (Figure 1A et C). Leur site d'étude se trouve dans les gorges de la rivière Liwu au Centre Est de Taiwan, à proximité immédiate d'une station de jaugeage et de mesure du flux sédimentaire en fonction depuis plus de 40 ans (Figure 1C). Cette zone montagneuse particulièrement active (soulèvement à long terme de 3 à 6 mm.an⁻¹) est régulièrement balayée par des typhons, avec un débit extrême de plus de 2200 m³.s⁻¹ et une élévation du niveau de l'eau de 10m mesurés lors du passage du cyclone Bilis en août 2000 (crue vingtennale), contre un débit moyen journalier de 36 m³.s⁻¹ (saison sèche hivernale comme au Népal, crues durant quelques dizaines d'heures). La charge transportée atteint quant à elle le volume énorme de 10⁷ m³ par an. La rivière Liwu a un bassin deux fois plus étendu que celui de la Bakeya, avec un régime torrentiel plus marqué. Enfin les lithologies semblent moins érodables : la résistance à la traction des deux barres instrumentées atteindrait 5.3 MPa dans les schistes (pour un rebond de Schmidt de 22) et 9.5 MPa dans les quartzites (pour un rebond de Schmidt de 63).

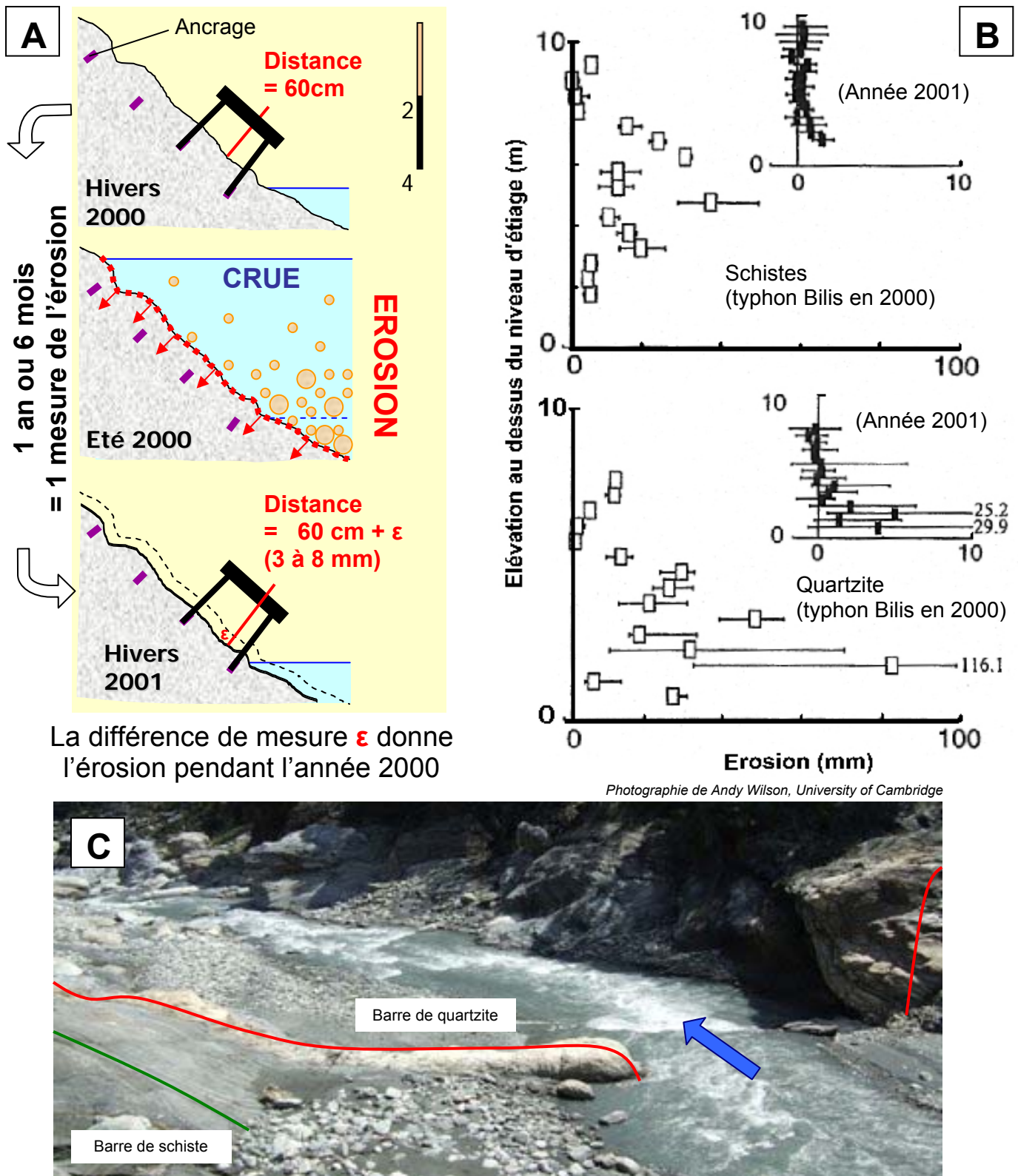


Figure 1 : Dispositif expérimental de mesure et quelques résultats de Hartshorn et al. [2002].

(A) Mesure des taux d'érosion sur des coupes transversales à la rivière.

(B) Quelques résultats obtenus par Hartshorn et al. [2002]. Les deux graphiques du haut correspondent à la barre de Schiste, ceux du bas à la barre de quartzite. Les plots blancs donnent l'érosion pendant la saison des pluies 2000 (typhon Bilis), les plots noirs pendant l'année 2001.

(C) Photographie du site instrumenté, Rivière Liwu, Taiwan.

Des valeurs d'érosion moyenne de 6 à 8.5 mm.an⁻¹ on pu être mesurées vers le fond de la rivière, en accord avec les taux d'incision à long terme. L'année du passage de Bilis, l'érosion a pu atteindre ponctuellement 70 à 116 mm. L'étude de Hartshorn et al. [2002], complétée par celle de Turowski et al. [2008], aboutissent à plusieurs conclusions intéressantes (Figure 1C) : **(1)** il y existe de très fortes variations spatiales et temporelles du taux d'érosion jusqu'à un ordre de grandeur, entre deux points voisins exposés un peu différemment, ou d'une année sur l'autre en fonction des intempéries ; **(2)** le taux d'érosion moyen varie avec l'élévation au dessus du niveau d'étiage mais paraît difficile à corrélérer avec les modèles de répartition verticale de la charge sédimentaire dans le flux d'eau, une grande partie de l'abrasion étant semble-t-il assurée par des particules de moins de 2 mm de diamètre ; **(3)** l'érosion maximale serait observée sur le fond du chenal pendant les crues modérées mais plutôt sur les bords du chenal pendant les crues exceptionnelles (peut être à cause d'un effet de couverture), ce qui implique une **incision verticale** à long terme plutôt contrôlée par la récurrence de crues de moyenne ampleur ; **(4)** il n'a pas été possible de discriminer le comportement mécanique des deux lithologies, le banc de quartzite s'érodant même d'avantage que le banc de schiste. Ils notent également que l'érosion est fortement influencée par la géométrie du chenal et par la présence de « plans de faiblesse » dans la roche.

2 Conception de l'instrument de mesure

a Contraintes techniques

Le site de la Bakeya est plus isolé que celui de la Liwu et nécessite un portage sur 3 km en partie dans le lit de la rivière. Le matériel de préparation (perceuses, et cætera) et l'outil de mesure doivent être avant tout légers, pratiques, robustes (pas trop sensibles aux chocs et à l'eau), ainsi que peu gourmands en énergie. En outre il serait préférable qu'ils puissent fonctionner sous quelques centimètres d'eau pour étendre la mesure un peu sous le niveau d'étiage de la rivière. Enfin l'outil devra impérativement être suffisamment « flexible » pour s'adapter à un **terrain accidenté**, avec des **surfaces très inclinées et bosselées** (par exemple l'outil doit tenir à flanc ou dans la pente sur des surfaces à plus de 45°).

L'autre critère essentiel est naturellement la **précision infra millimétrique** de la mesure, les taux d'érosion s'annonçant un peu plus faibles dans la Bakeya que dans la Liwu pour une année « normale ». (on s'attend à une fréquence d'évènements extrêmes plus faible qu'à Taiwan qui est balayée régulièrement par des Typhon). Une précision de 0.1 à 0.25 mm serait idéale, sachant que cette gamme correspond à la granulométrie des grès les plus grossiers du secteur.

b Principe de fonctionnement, caractéristiques du matériel, type de mesure

Notre outil est plus petit que celui de Hartshorn et al. [2002] : la barre mesure seulement 1 m et l'ensemble pèse 7.5 kg avec mallette et accessoires (Figure 2). Cela dit, le principe général de mesure de l'érosion est le même : il s'agit de déterminer une différence de distance dans le temps, en l'occurrence entre une position fixe sur une barre et la surface variable du lit de la rivière (Figure 3). **Dans notre cas la mesure est annuelle, effectuée pendant la saison sèche hivernale quand les rivières sont à l'étiage et le lit largement accessible à pied.** Nous assimilerons souvent nos mesures ponctuelles d'érosion à des taux d'érosion annuels locaux.

Remarque importante : Le **taux d'érosion** que nous mesurons n'est pas un **taux d'incision vertical**. L'orientation de l'érosion est définie par l'orientation variable de la mesure de distance dans l'espace. L'outil de mesure est disposé de telle façon que sur chaque segment de mesure l'érosion mesurée localement corresponde en moyenne à l'érosion orthogonale à la surface du panneau rocheux mesuré (Figure 3).

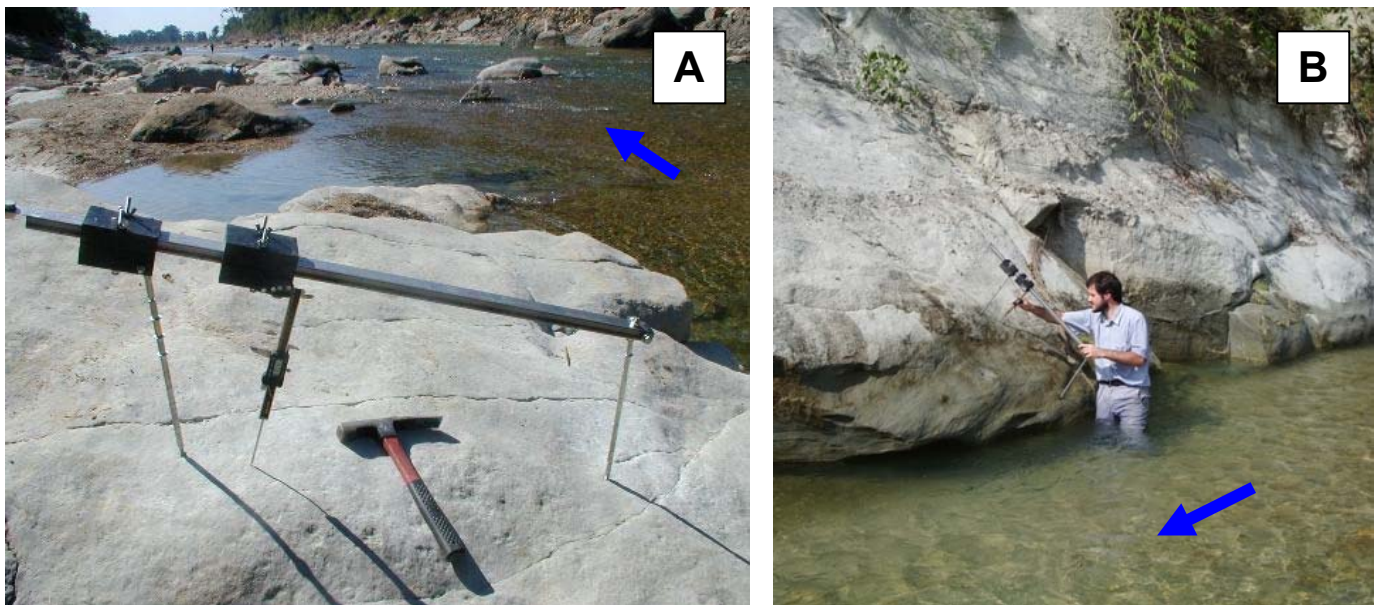


Figure 2 : Quelques photos du dispositif de mesure sur le terrain.

(A) Le dispositif sur la barre B10 dans la vallée de la Bakeya.

(B) Le dispositif sur la barre P8 dans la vallée de la Ratu.

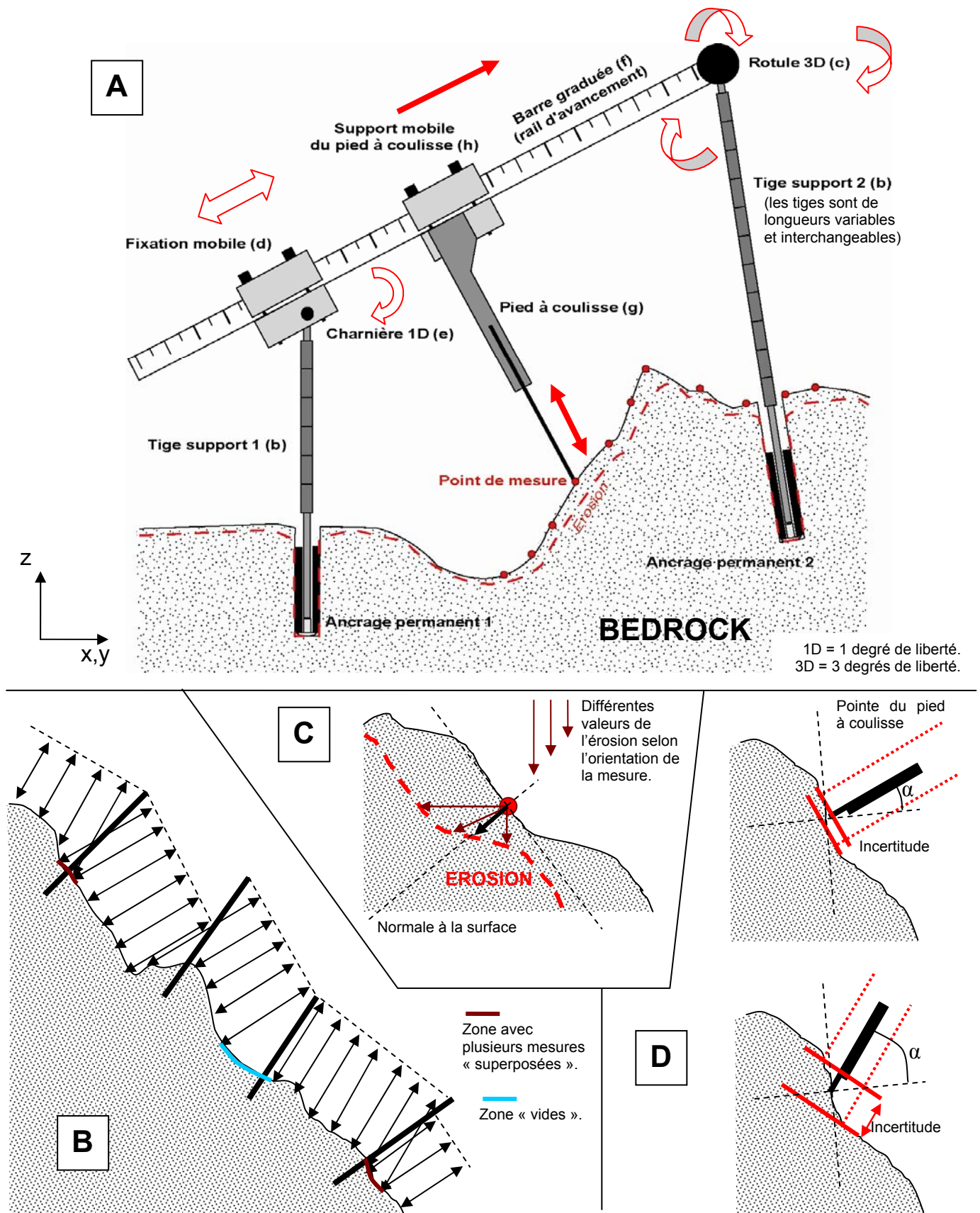


Figure 3 : La mesure de l'érosion sur le terrain, méthodologie.

(Légende de la Figure 3A, B, C, D)

Attention, ces illustrations ne sont pas exactement à l'échelle. A titre indicatif la barre graduée mesure un peu plus d'un mètre de longueur, et les tiges support entre 30 et 80 cm de longueur.

(A) Schéma général du dispositif. L'outil mesure la distance entre un point de la barre et un point de la surface de la roche. La position de la barre dans l'espace dépend de : (1) la position des deux points d'ancrage *a* ; (2) la longueur des deux barres supports utilisées *b* ; (3) le réglage de la fixation mobile *d* sur la barre. Nous avons fait en sorte que la barre soit la plus parallèle possible de la surface du sol ; en général la surface du lit rocheux est moins rugueuse que sur cette illustration, elle est même souvent assez lisse.

(B) Les profils transversaux de mesure. En général plusieurs ancrages ont été installés transversalement à la rivière, dans le but de tester la dépendance de l'érosion à l'élévation au dessus du niveau d'étiage. L'outil est simplement déplacé latéralement de point d'ancrage en point d'ancrage. Pour chaque position 7 à 15 mesures ont été effectuées le long de la barre suivant un pas d'avancement de 5 à 10 cm. Notons qu'à certains endroits les segments de mesure semblent se chevaucher (en fait les points mesurés se situent à quelques centimètres de distance latéralement), tandis qu'à d'autres le profil est interrompu (zones « vides »). Les profils que nous avons construits sont par essence discontinus, mais ce n'est pas très important car la position (*x,y,z*) de chaque point de mesure est connue.

(C) Quelle « érosion » mesurons nous ? Cette illustration est très importante, elle montre que la valeur d'érosion mesurée dépend fortement de l'orientation du dispositif par rapport à la surface de la roche. Nous avons fait en sorte que l'angle d'incidence moyen de la pointe du pied à coulisse pour chaque segment de mesure soit nul (pointe parallèle à la normale de la surface). Naturellement pour un point donné du profil, cet angle est variable et non déterminé précisément.

(D) Pourquoi mesurer l'érosion dans une direction normale à la surface ? (1) D'abord par soucis d'homogénéité. (2) Ensuite et surtout pour limiter au minimum l'incertitude sur la mesure. En effet, la pointe du pied à coulisse peut être légèrement décalée latéralement : l'incertitude de positionnement n'aura presque pas d'effet sur la mesure de l'érosion si *a* reste faible.

c Réalisation de l'outil

L'outil se définit par un certain nombre de pièces qui ont été conçues et fabriquées entièrement par nos soins pour répondre à certaines exigences de souplesse sur le terrain. Les lettres associées aux différentes pièces font référence à la Figure 3A.

➤ Ancrages des supports

De bons **ancrages (a)** sont essentiels à une mesure précise. Il s'agit de tubes en aciers inoxydables, diamètre intérieur 0.8 cm, enchâssés et collés dans des trous forés dans la roche. La butée sur le fond est assurée par une vis inox. Les **tiges** filetées en acier **(b)** de diamètre 0.8 cm servant de support à la barre sont simplement fichées dans les ancrages. Nous disposons d'un jeu de plusieurs barres interchangeable dans le but de nous adapter à l'irrégularité du terrain. Pour assurer une meilleure rigidité elles sont entièrement recouvertes de manchons en acier.

Nous avons foré des trous de plus de 15 à 20 cm de profondeur perpendiculairement à la surface, de diamètre 1cm, pour s'assurer que le dispositif ne soit pas déchaussé par l'érosion après une année passée dans la rivière. Notons qu'ils sont beaucoup trop petits pour perturber les processus d'érosion au-delà d'un rayon d'un ou deux centimètres. Les ancrages sont distants de 80 à 100 cm environ. Certains « profils » n'en comptent que deux, d'autres jusqu'à quatorze. Hors utilisation une seconde vis inox vient

boucher la partie ouverte du tube pour éviter l'intrusion de graviers difficiles à déloger. Le trou est ensuite camouflé avec du sable. Les ancrages doivent être soigneusement nettoyés avant toute mesure.

➤ Articulation des supports et du rail de positionnement

Les axes de deux trous consécutifs ne sont ni parallèles, ni même sur le même plan. Pour éviter les torsions du dispositif nous avons eu recours à : **(1)** une **rotule (c)** à trois degrés de liberté, elle est fixée directement à une extrémité de la barre et peut se visser sur l'une des tiges support ; **(2)** une **fixation mobile (d)** permettant de faire coulisser la barre longitudinalement, la position bloquée pour la mesure correspondant à une contrainte minimale sur le dispositif ; **(3)** une **charnière verticale (e)** à un degré de liberté, entre la fixation mobile et la seconde tige filetée. Grâce à cette association, la barre ne peut prendre qu'une seule position dans l'espace pour un réglage donné, et nous disposons d'une très grande liberté pour disposer les ancrages selon les contraintes du terrain.

➤ Barre de positionnement et mesureur de distance

La **barre (f)** ou rail de positionnement du **pied à coulisse (g)** est une tige creuse à section carrée de 4*2 cm mesurant un peu plus d'un mètre de long pour une longueur utile de 80 cm maximum. Une règle graduée fixée sur la face supérieure et quelques trous servent de point de repère. Le pied à coulisse numérique est enchâssé dans un double **bloc de plastique rigide (h)** parfaitement ajusté et coulisant sur la barre. Un système de vis permet de refermer et de bloquer ce support à la position souhaitée. Le pied à coulisse permet ensuite de mesurer la distance entre un point précis de la barre et un point précis de la surface situés à moins d'une quarantaine de centimètres l'un de l'autre, avec une course de un peu plus de 15 cm. Sa résolution atteint le centième de millimètre.

d Limitations de l'appareil

➤ Obstacles rencontrés sur le terrain et conditions d'utilisation limites

Globalement nos ancrages ont bien résisté aux éléments et notre système de protection et de nettoyage s'est révélé efficace. Quelques uns ont néanmoins été vandalisés, ensevelis sous des petits éboulements, déchaussés ou même arrachés par l'érosion. Certains ont été recouverts par quelques centimètres de sédiments que nous avons facilement dégagés. Une minorité ont été mal collés et ont bougé réduisant localement la précision de la mesure ou l'empêchant complètement.

La principale difficulté rencontrée sur le terrain est la lenteur de la mesure et la nécessité de travailler à deux, surtout à flanc sur des dalles très raides. Outre l'inconfort de l'opérateur causant

nécessairement une imprécision supplémentaire, il apparaît difficile de stabiliser l'outil sous cette configuration. Certains segments de mesure tracés dans des conditions difficiles n'ont pu être exploités. Enfin, notons que nous n'avons pas utilisé de matériaux spéciaux garantissant une faible extension thermique, mais nos mesures ne semblent pas en avoir trop souffert. Nous les avons exécutées sous une température de 20 à 25°C.

➤ Précision constatée sur le terrain

La résolution du pied à coulisse est de 0.01 mm, néanmoins la précision de la mesure du taux d'érosion est inférieure d'au moins un ordre de grandeur. Pour l'estimer nous avons procédé de deux manières : en démontant et remontant entièrement le dispositif à plusieurs reprises, ou en mesurant l'écart obtenu sur des surface n'ayant subi aucune érosion d'une année sur l'autre. Finalement, l'incertitude est très variable d'un endroit à l'autre, elle ne dépasse pas ± 0.2 mm (écart type) pour des conditions optimales, et chute en dessous de ± 1 mm si l'angle d'incidence du pied à coulisse sur la surface est trop éloigné de 90°, si les ancrages ont subi des dommages, ou si le dispositif est trop incliné sur le côté. En excluant les quelques secteurs posant trop de problème nous obtenons une résolution moyenne de l'ordre de **± 0.4 mm** assez satisfaisante. Mais l'incertitude risque de s'accroître rapidement au fil des ans à cause du vieillissement un peu prématuré de l'outil et des ancrages.

➤ Améliorations envisageables

La première innovation simple serait d'adapter un distancemètre laser avec système d'enregistrement, et éventuellement un système d'avancement mécanique. Le principal inconvénient serait l'impossibilité de pointer une surface sous une faible épaisseur d'eau. En revanche l'outil gagnerait en précision, et surtout en vitesse d'acquisition. Il deviendrait possible de réduire le pas de mesure à quelques millimètres, voire d'obtenir un enregistrement quasi continu (avec un avancement mécanique). Le pas actuel de 5 cm est insuffisant pour interpréter les processus d'érosion à petite échelle et obtenir des variations du taux d'érosion continues d'un point à l'autre, en tout cas sur des lithologies très consolidées. Ce nouveau matériel monté sur un système gyroscopique permettrait également de mesurer plusieurs distances par positions sur la barre.

D'autres techniques de mesures microtopographiques plus sophistiquées existent notamment les scanners portatifs et les lidars, et sont utilisés pour la cartographie 3D à grande échelle. Tout d'abord, rappelons que l'usage de ces matériels ne dispense pas de définir des points de repère fixes précis sous forme d'ancrages inamovibles dans la roche. Ensuite, outre leur prix élevé, les appareils standards disponibles dans le commerce ne garantissent pas encore une aussi bonne résolution que notre dispositif, compte tenu des conditions expérimentales sur le terrain.

3 Mesure de l'érosion in situ dans la Bakeya et la Ratu

a Généralités sur notre campagne de mesure

Nous avons installé 56 ancrages sur **16 profils** (8 dans les gorges de la Bakeya, 8 dans les gorges de la Ratu), mesuré 477 points sur 40 segments (Figure 14, Tableau 1). Chaque profil correspond à un banc de roche particulier, sachant que les grès Siwaliks sont assez hétérogènes. La plupart ont été tracés **transversalement au lit de la rivière**, mais restent assez courts. Seuls les profils **B8** et **B9** qui se font face rive gauche et rive droite de la Bakeya forment une « coupe » plus continue, montant respectivement à 1.7 m et 4.7 m au dessus du niveau d'étiage. Cependant, entre ces deux profils manque un long segment de 24 m situé sous le niveau d'étiage de la rivière et inaccessible.

Hormis la grande coupe B8-B9 qui va nous donner une idée de la répartition générale des taux d'érosion latéralement et verticalement, et donc de l'érosion sur les flancs de cette section de rivière, les autres petits profils vont nous permettre de tester l'influence locale de quelques paramètres sur les taux d'érosion : **(2) l'effet de la position** dans le lit de la rivière verticalement ou latéralement, et de l'exposition au courant ; **(1) l'effet de la lithologie**, notamment les contrastes entre les grès, pélites, arénites, et argilites ; **(3) l'effet de l'inclinaison** de la surface. Nous détaillerons ces différents aspects dans les paragraphes consacrés aux résultats obtenus dans la Bakeya et la Ratu.

	Lithologie	Nombre d'ancrages (nombre de segments)	Nombre total de points de mesure	Dénivelé total (hauteur maximale) (m)	Distance totale (plan horizontal) (m)	Etat de surface	Remarque
B7 Bakeya	SI Grès tendre Rh = 15 à 20	5 (4)	52	0.2 (0.2)	3	Très plate, à fleur d'eau.	Profil avec une branche orthogonale.
B8 Bakeya	SI Grès dur Rh = 39 à 54	8 (8)	112	1.5 (1.7)	5.5	Très inclinée et très bosselée.	Profil avec deux branches, associé au site B9 (rive en face).
B9 Bakeya	SI Grès dur Rh = 40 57	13 (11)	138	4.6 (4.7)	6.6	Assez inclinée, plutôt lisse.	Associé au site B8 (rive en face).
B10 Bakeya	SI Grès dur Rh = 38 à 52	4 (3)	41	0.5 (0.8)	2.3	Peu inclinée, plutôt lisse	
B11 Bakeya	SI Pélite dure Rh = 29 à 36	2 (1)	13	0.3 (0.8)	0.6	Inclinée, plutôt bosselée	Vandalisé en 2007.
B12 Bakeya	SI Grès dur Rh = 44 à 49	2 (1)	13	0.1 (1)	0.65	Très inclinée, très lisse.	Situé sur la face protégée d'une dalle (sous le courant).
B13 Bakeya	SI Argilite Rh = 10 à 17	3 (2)	25	0.2 (0.5)	1.1	Inclinée, fentes de dessiccation, croulante.	Situé sous un banc de grès. Arraché par érosion en 2007.
B14 Bakeya	SI Grès moyen Rh = 22 à 28	3 (2)	26	0.4 (3)	1.2	Peu inclinée, lisse	Situé au sommet d'un gros bloc au milieu de la rivière.

	Lithologie	Nombre d'ancrages (nombre de segments)	Nombre total de points de mesure	Dénivelé total (hauteur maximale) (m)	Distance totale (plan horizontal) (m)	Etat de surface	Remarque
P1 Ratu	SM Lutite ? Rh = 21 - 22	2 (1)	7	0.3 (0.5)	0.5	Plutôt bosselée, fissures	
P2 Ratu	SM Arénite Rh = 10 - 11	2 (1)	7	0.4 (0.6)	0.4	Plutôt lisse	
P3 Ratu	SM Lutite Rh = 17 - 18	2 (1)	7			Plutôt bosselée, fissures	Recouverte par un éboulement en 2006.
P4 Ratu	SM Arénite Rh = 10 - 11	2 (1)	7	0.4 (0.5)	0.4	Plutôt lisse	
P5 Ratu	SM Arénite ? Rh = 16	2 (1)	7	0.3 (0.4)	0.5	Plutôt lisse	
P6 Ratu	SM Arénite Rh = <10	2 (1)	7	0.3 (0.4)	0.5	Plutôt lisse	
P7 Ratu	SM Arénite Rh = <10	2 (1)	8				Arraché par érosion en 2006.
P8 Ratu	SM Arénite ? Rh = <10	2 (1)	7	0.4 (0.6)	0.4	Plutôt lisse	Arraché par érosion en 2007.

Tableau 1 : Classification des sites de mesure.

SI pour Siwaliks inférieurs, SM pour Siwaliks moyens. Rh est la valeur de rebond de Schmidt.

Dans la colonne « Nombre d'ancrages » la valeur entre parenthèse correspond au nombre de segments mesurés ; dans la colonne « Dénivelé total » la valeur entre parenthèse correspond à l'élévation (z) du point de mesure le plus haut au dessus du niveau local de la rivière (étiage), sachant la Bakeya peut être très profonde.

Le pas de mesure habituel est de 5 cm dans les profils de la Bakeya. En revanche il est moins dense dans la Ratu, 10 cm, les surface de banc étant dans l'ensemble plus lisses, et surtout beaucoup plus érodables, avec des variations relatives du taux d'érosion beaucoup moins importantes à quelques centimètres de distance.

b Les résultats dans les gorges de la Bakeya Khola

• Les gorges terminales de la Bakeya : un banc d'essai pour la mesure d'érosion in situ

Les gorges terminales de la Bakeya sont entièrement situées dans les **Siwaliks inférieurs**. Ce segment de rivière, le plus étroit de la traversée des Siwaliks, débute environ 2 km en amont du MFT et du front de la chaîne. Nous avons choisi de travailler sur ce site particulier pour plusieurs raisons :

(1) La Bakeya a été au cœur d'autres études, notamment des travaux de Jérôme Lavé sur l'incision fluviale calculée à partir des terrasses d'incision [Lavé, 1997 ; Lavé et Avouac, 2000, 2001].

(2) Le site ressemble à celui de la Liwu (Taiwan) avec de grandes barres rocheuses transverses au cours d'eau, à pendage marqué vers le nord, CAD inclinées vers l'amont de la rivière. Le flot et les galets viennent donc heurter la face supérieure des bancs, largement dégagés latéralement par l'érosion.

(3) La rivière est quasiment rectiligne sur plus de 1500 m, ce qui n'est pas fréquent dans la région. L'hydrodynamique du flux d'eau devrait être symétrique et l'érosion des deux rives équivalentes.

(4) Le bassin versant de la Bakeya est de taille moyenne (300 km²). Les plus grosses rivières comme la Bagmati sont plus difficiles et dangereuses à étudier, le niveau de l'eau restant trop haut même pendant la saison sèche. Les plus petites sont soumises à un aléa climatique plus important avec des crues moins fréquentes et encore moins durables. En outre l'espace disponible pour installer des profils d'érosion est plus limité (marnage plus faible).

(5) Enfin le site est relativement accessible par rapport à d'autres secteurs encore plus isolés.

Tous nos profils de mesure de l'érosion (B8, B9, B10, B11, B12, B13) ont été tracés assez près les uns des autres, environ 1 km en amont du front de la chaîne et au milieu du tronçon rectiligne, sauf le site B14 situé au débouché d'un grand méandre près de la transition Siwaliks inférieurs – moyens (Figure 4). Seules les berges ont pu être instrumentées, le fond de la rivière étant inaccessible (couvert d'eau et de sédiments). Cependant, l'espace disponible pour la mesure est très important, avec une élévation possible du niveau de l'eau jusqu'à près de 10 m au dessus du niveau d'étiage (Figure 6, voir le paragraphe « Résultat de la modélisation, estimation des hauteurs d'eau dans les gorges », p. 258).

Le fond est presque entièrement couvert de sédiments sur une épaisseur mal déterminée. Si l'on en juge par la profondeur des nombreux trous d'eau (jusqu'à 4m de profondeur au niveau de « l'étroiture », Figure 5) la couche atteindrait plusieurs mètres en amont de B13 et quelques dizaines de centimètres en aval de B10. En surface, ce sont exclusivement des sables et graviers en amont de B10, c'est-à-dire dans le « bassin », tandis que de gros blocs de grès réapparaissent progressivement vers l'aval (Figure 6). Notons que de petites plages de sable s'accumulent sur les berges à l'abri des bancs résistants protubérants.

Il s'est avéré difficile de suivre un même banc de roche d'une rive à l'autre, les corps sédimentaires étant trop discontinus. Les niveaux gréseux correspondent essentiellement à des barres de méandres de quelques dizaines de mètres d'extension avec accrétion latérale parfois visible, se biseautant les unes les autres et intercalées à des faciès de plaine d'inondation (Figure 6). L'érosion différentielle des faciès gréseux et des argilites fait fortement ressortir les barres rocheuses les plus résistantes, qui forment des dalles saillantes sur les berges et plus rarement sur le fond.

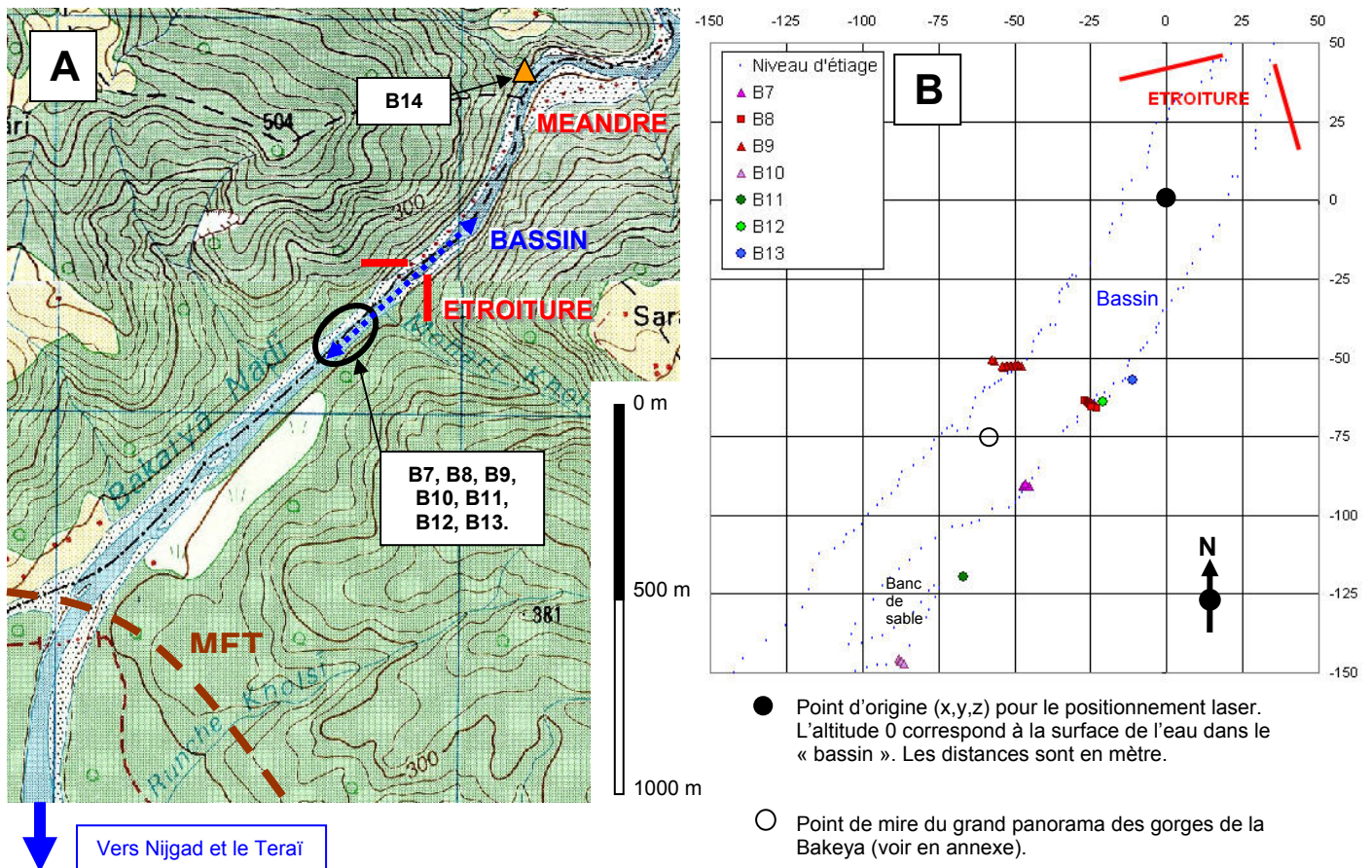


Figure 4 : Localisation des profils de mesure dans la Bakeya.

Pour les cartes de localisation générale et les grands panoramas photographiques, voir en Annexe I.

(A) Agrandissement d'une carte népalaise au 25000^{ème} des gorges inférieures de la Bakeya. Notre site de mesure se situe à moins d'un kilomètre en amont du MFT et du débouché de la Bakeya dans la plaine du Terai, sauf le point B14 situé plus loin. Le lit de la rivière est particulièrement rectiligne sur près d'un kilomètre et demi. Le relief des Siwaliks est assez accidenté dans ce secteur.

(B) Gros plan sur le secteur principal de mesure en aval de « l'étroiture » (voir Figure 6). La position du « niveau d'étiage », c'est-à-dire de la rive pendant la saison sèche, a été mesurée avec un distancemètre laser (voir « Création d'un MNT du lit de la Bakeya et de la Ratu »). Sur ce tronçon de rivière le niveau de l'eau est quasiment constant (pente de la surface proche de 0%), la Bakeya forme un « bassin » où le courant ralentit fortement. La profondeur de ce bassin atteint plus de 4 m au niveau de « l'étroiture » et diminue jusqu'aux alentours du profil B10 où elle ne dépasse pas une quarantaine de centimètre. Plus en aval la pente augmente (>1%) et la rivière redevient plus active (en restant peu profonde). La largeur du chenal s'accroît également progressivement.

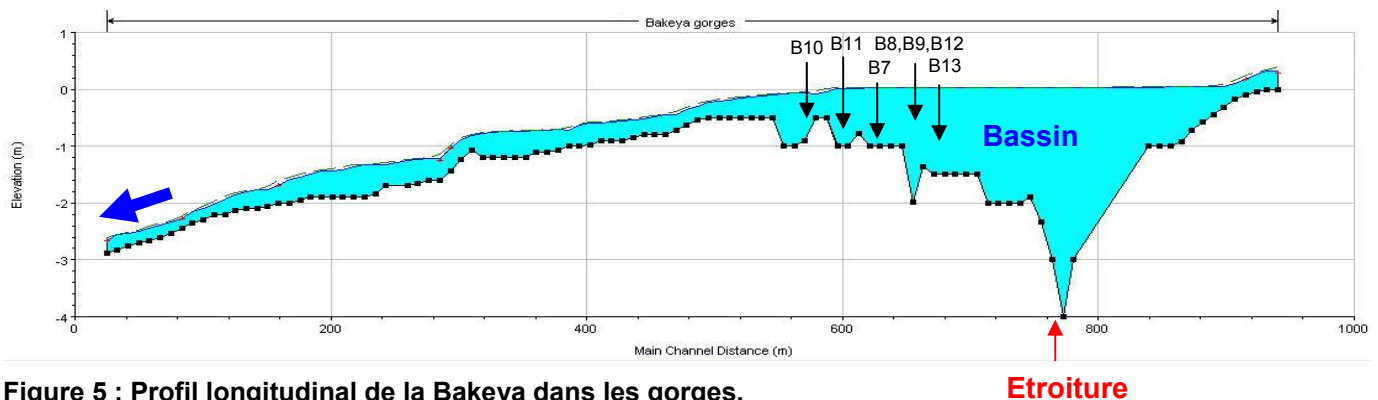


Figure 5 : Profil longitudinal de la Bakeya dans les gorges.

La hauteur d'eau est calculée par le logiciel Hec-Ras (voir le « Le logiciel Hec-Ras », p. 253) pour un débit d'étiage de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ mesuré en novembre 2005 sur le terrain (Chapitre II). Le fond du « bassin » correspond à la surface des sédiments et non à la surface du bedrock. Il est relativement mal connu, surtout en amont de l'étroiture.

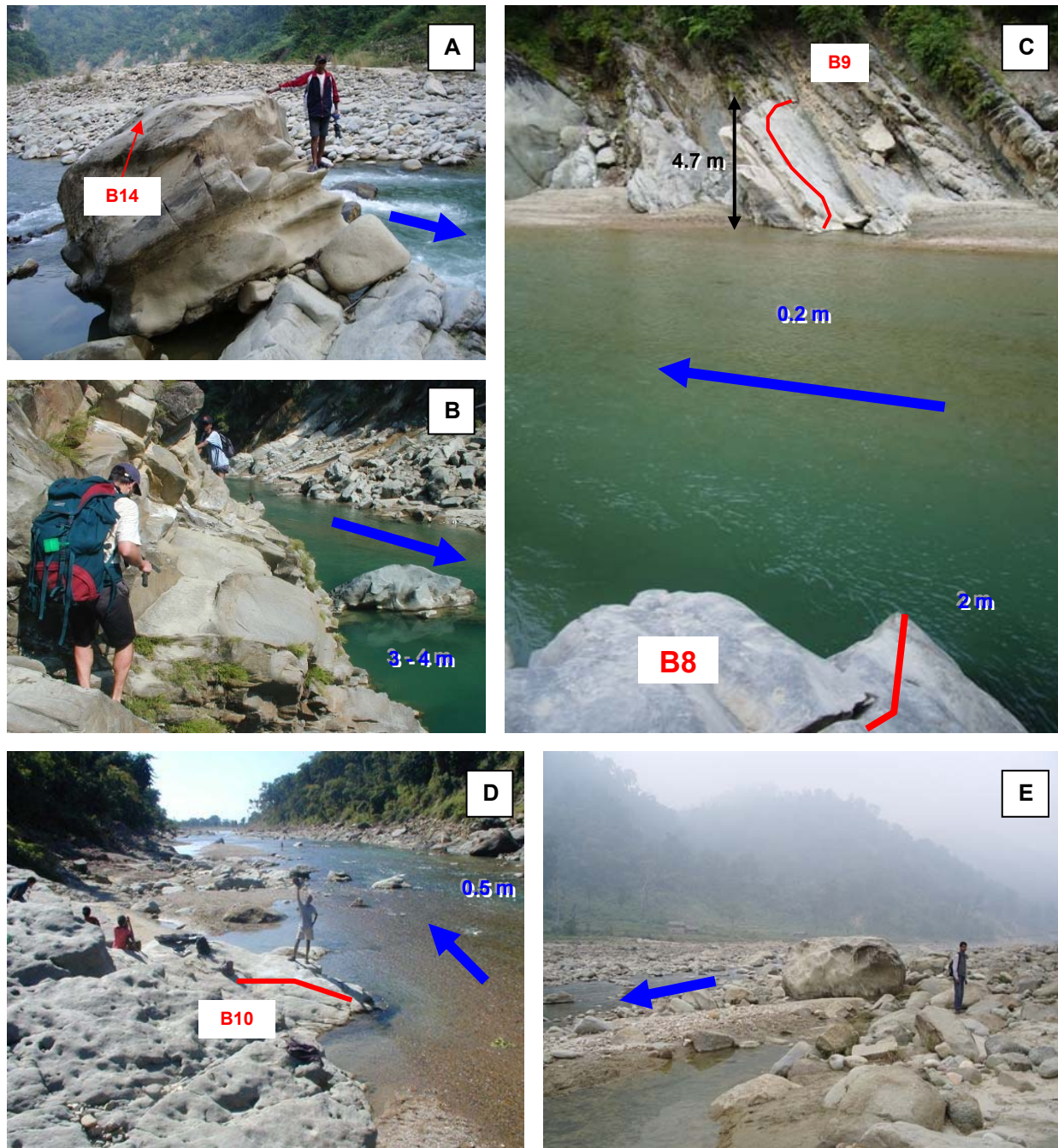


Figure 6 : Quelques vues des gorges terminales de la Bakeya.

Pour les grands panoramas photographiques, voir en Annexe I.

Photographies des gorges numérotées d'amont en aval :

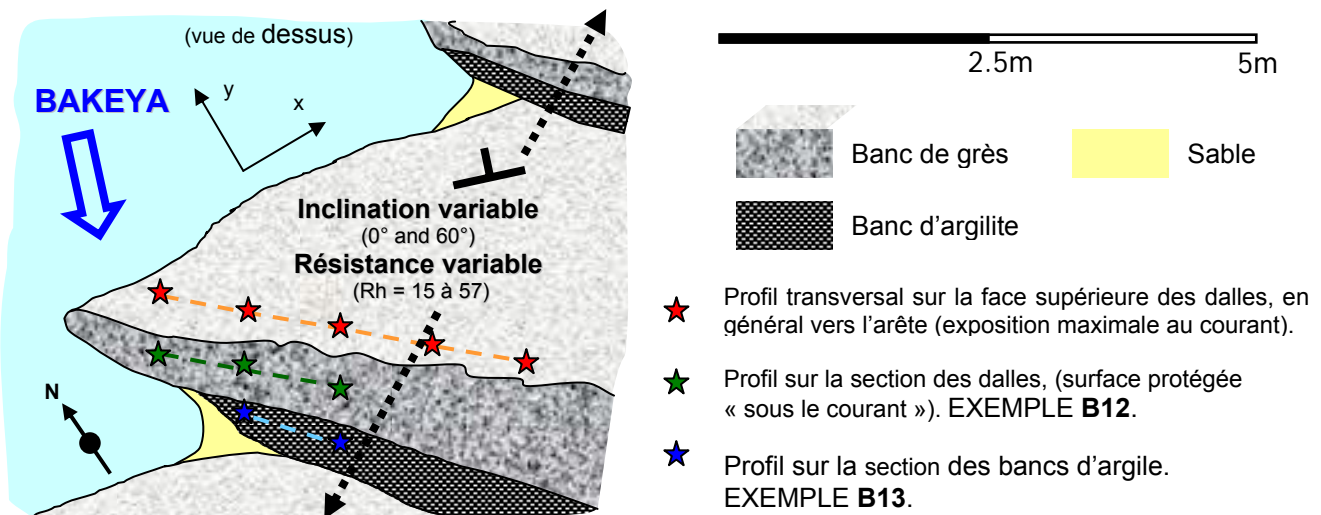
(A) Site B14. En amont de « l'étroiture » se trouve une énorme « barre de méandre » constituée d'un amoncellement de galets de grès métriques sur 6 mètres d'épaisseur. Le profil B14 a été tracé au sommet du gros bloc visible au premier plan. En aval de B14 la pente est forte ($>2\%$) et la rivière torrentielle.

(B) « L'étroiture » est un segment de la rivière particulièrement resserré de moins de 15 m de large (niveau d'étiage) sur quelques dizaines de mètres de long. Une série de dalles de grès dur plus épaisses que les autres barrent la rivière. A cet endroit se trouve un trou d'eau très profond. La rivière forme un vaste bassin.

(C) Coupe B8-B9. En aval de l'étroiture le cours s'élargit rapidement à 20 – 25 m (étiage). Des barres de grès dur à pendage $N45^\circ$, presque parfaitement transversales au cours de la rivière, forment des dalles extrêmement saillantes sur les berges du chenal. Elles sont intercalées de lits d'argilites beaucoup moins résistants.

(D) Site B10. Le pendage des dalles de grès diminue progressivement à 20° , la rivière s'élargit, devient moins profonde, et plus rapide, la pente augmente ($>1\%$).

(E) Au niveau du MFT, au débouché des gorges dans la plaine du Teraï, le bedrock disparaît sous un amoncellement de sédiments dont d'énormes blocs de grès pluri métriques. La largeur atteint 80 m (étiage).



Dans les gorges de la Bakeya les profils transversaux peuvent être tracés de 3 façons : (1) sur la face supérieure des dalles dégagées par l'érosion (la plupart sont de ce type) ; (2) sur la section des dalles (en aval) ; (3) sur la section des bancs d'argilite (en aval). Vu la grande résistance des grès et la configuration du site, les faces supérieures des dalles sont généralement des **surfaces structurales**, l'inclinaison des surfaces correspondant au pendage des couches géologiques. L'extrémité aval de la dalle est souvent une cassure sub-verticale.

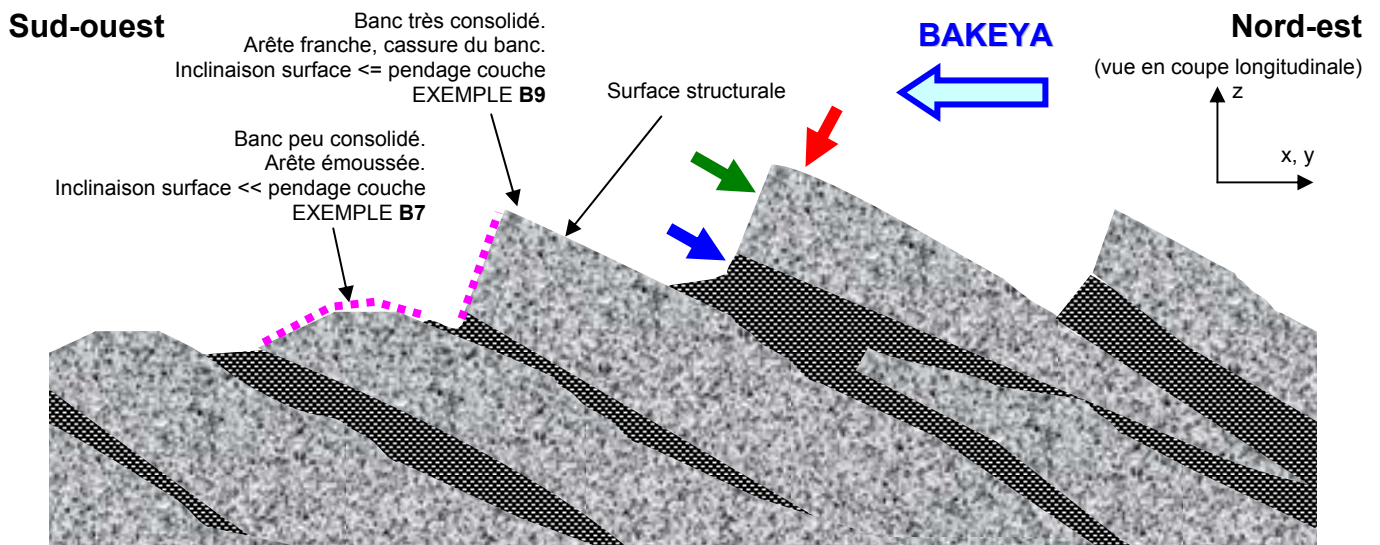


Figure 7 : Caractéristiques des profils d'érosion dans les gorges de la Bakeya

• Les différentes sections mesurées

L'érosion des bancs de grès a atteint 0 à 14 mm dans les gorges terminales de la Bakeya pendant la mousson 2006 (Figure 8). Néanmoins l'érosion maximale a été observée sur le banc d'argilite B13 qui se trouve pourtant abrité sous une barre de grès, avec une moyenne de **120 mm** sur ce profil.

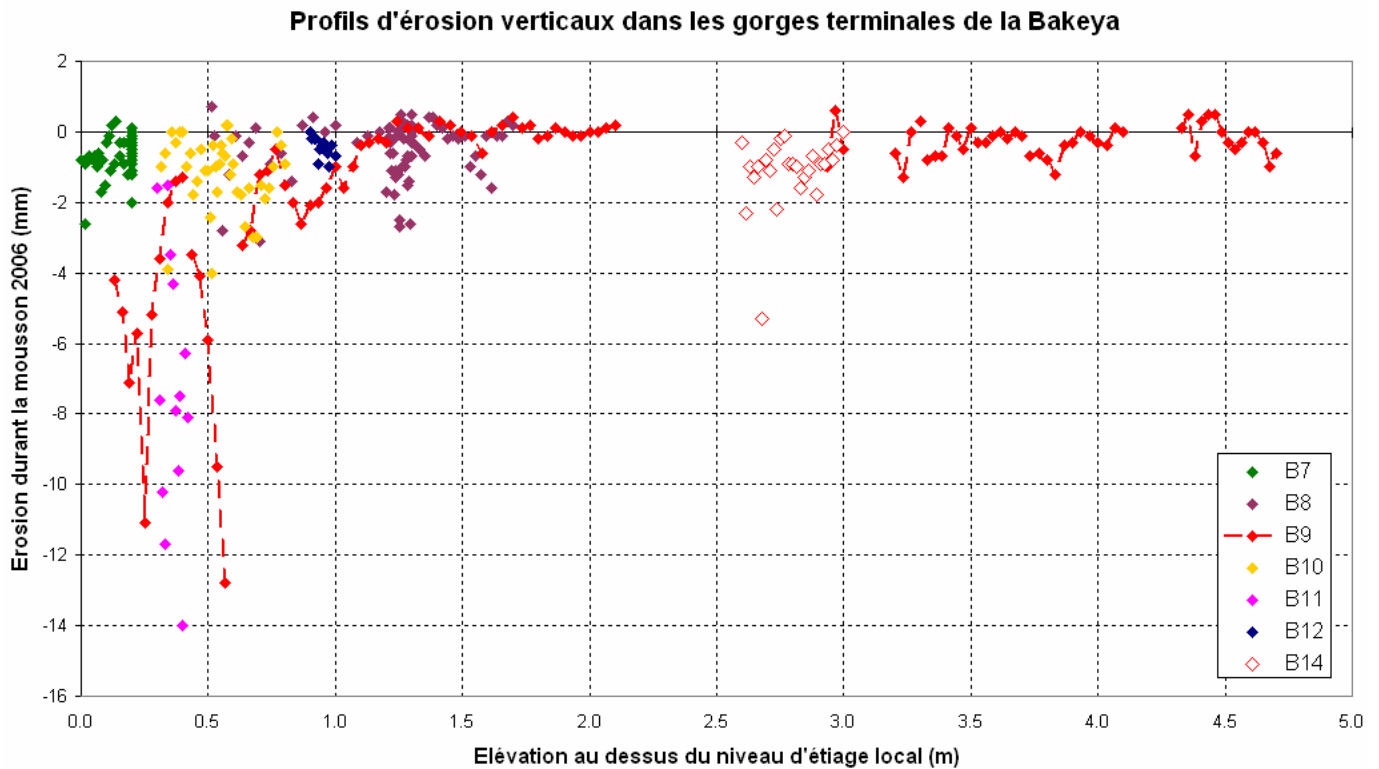


Figure 8 : Compilation des profils d'érosion mesurés dans la Bakeya, érosion pendant la mousson 2006.

Le profil B9 est le plus grand. L'interruption entre 2.1 et 2.9 m est causée par un défaut du 7^{ième} ancrage.

Le profil B14 est représenté sur ce graphique, mais rappelons qu'il est éloigné des autres et se trouve dans un environnement assez différent.

L'érosion est maximale sur la tranche 0 – 0.5 m. Elle diminue assez rapidement vers le sommet des profils et devient presque négligeable au dessus de 1.5 m (par rapport au niveau d'étiage), sauf peut être pour le profil B14 qui se trouve dans un contexte différent des autres. Cette évolution générale paraît assez logique : elle dépend du niveau atteint par les crues dans les gorges pendant la mousson 2005, et des caractéristiques de la charge de fond, des hauteurs atteintes par les galets transportés par la rivière. Pour pousser l'interprétation des profils verticaux il nous faut modéliser ces paramètres. Ce travail fera l'objet des parties suivantes « Modélisation des écoulements et de la charge sédimentaire dans les gorges de la Bakeya » et « Modélisation de l'abrasion du lit rocheux ».

Nous constatons également une très grande hétérogénéité entre les profils et même au sein des profils. L'évolution de la base vers le sommet est loin d'être continue. En outre, deux points successifs

sur un profil peuvent montrer des sautes d'érosion de plusieurs millimètres (il faut dire que le pas de mesure est 5 à 50 fois plus grand que la valeur de l'érosion en un point donné). La diminution de l'érosion vers le sommet des barres est même difficile à discerner sur les profils pris isolément, si nous exceptons le grand profil B9. L'objectif des paragraphes suivants est de rechercher les causes possibles de ces variations d'érosion à petite et à grande échelle.

• Interprétation des résultats

➤ Influence des hétérogénéités et des discontinuités

L'érosion a tendance à augmenter à proximité immédiate des fissures de la roche (diaclasses) et des autres petites hétérogénéités (bioturbations, empruntes fossiles, et cætera). Cet effet est particulièrement visible à la base du profil B9 : la plupart des pics d'érosion mesurés coïncident avec des fentes dans la roche. Les mécanismes à l'origine de ce phénomène sont multiples : **(1)** les fissures principales sont souvent associées à de la microfracturation favorisant l'arrachement de petits fragment de roche, elle réduisent la résistance mécanique localement ; **(2)** l'altération des grès est souvent plus importante à proximité des fissures, comme en témoigne la rubéfaction de certaines lithologies ; **(3)** les fissures forment de petites aspérités à la surface qui sont plus sensibles à l'érosion.

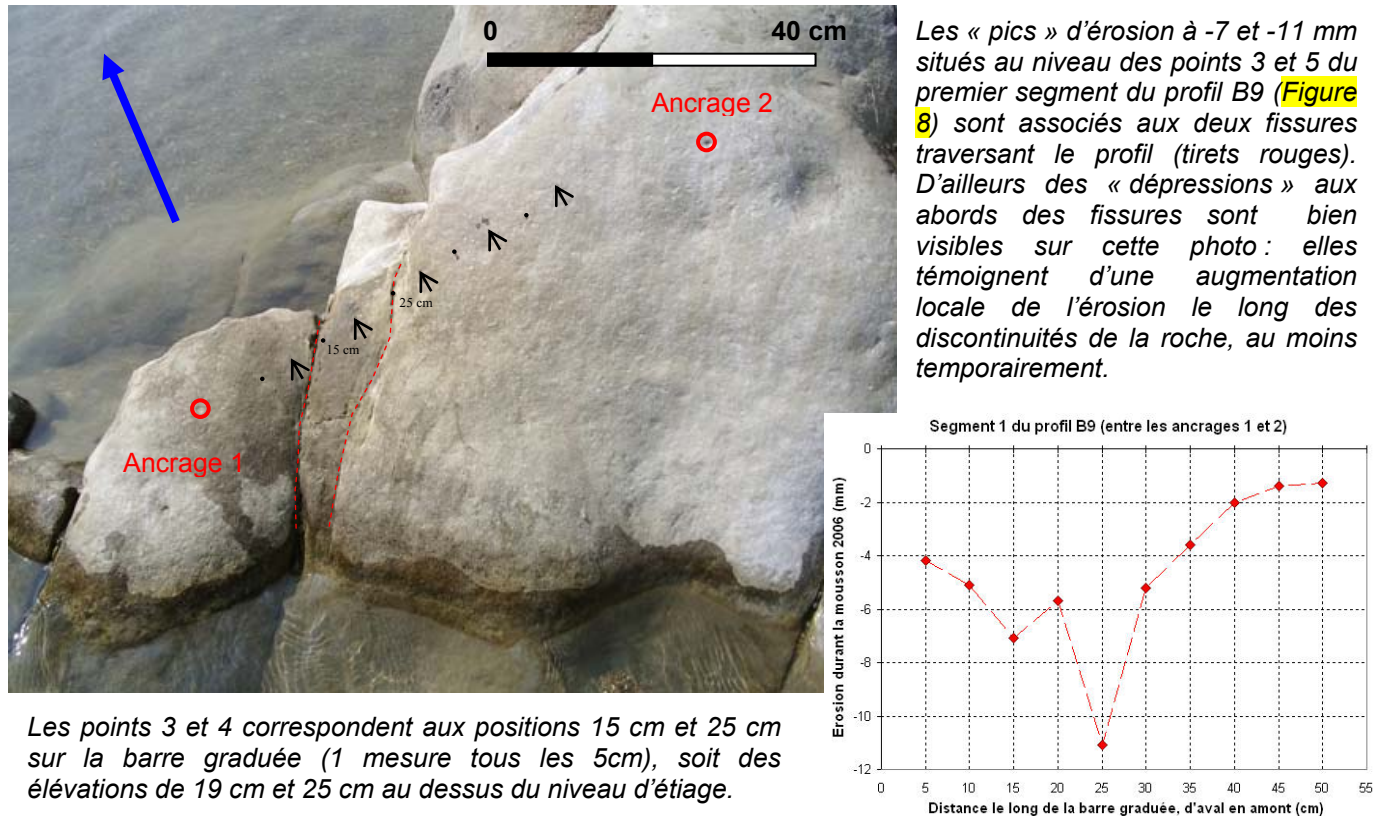


Figure 9 : Augmentation de l'érosion au voisinage des fissures, exemple du profil B9, segment 1 (base).

- Relation sur le terrain entre l'érosion, la lithologie, l'orientation de la pente, et cætera

Nous avons instrumenté des barres rocheuses relativement différentes, gréseuses plus ou moins résistantes, pélitiques ou argileuses. Les érodabilités mesurées en laboratoire varient de 0.3 mm.h⁻¹ à plus de 1000 mm.h⁻¹ pour les grès et pélites (Tableau 2).

	n moy (%)	Erodabilité (%.km-1)	Rh	Pendage géologique de la couche instrumentée	Orientation moyenne de la surface instrumentée	Erosion moyenne in situ (mm)	
						sur la tranche 0 m – 0.5 m	sur la tranche 0.5 m – 1 m
B7	12	500 à 3000	15 à 20	N110 30N	N100 10N	0.6 (max 2.6)	
B8	5	0.29 à 0.42	39 à 54 (46)	N100 42N	N104 38N		0.6 (max 3.1)
B9	4.4	1.5 à 4.2	40 à 57 (49)	N107 43N	N121 39N	4.6 (max 11.2)	3.1 (max 12.8)
B10	2.7	0.77 à 2.67	38 à 52 (46)	N126 13N	N112 19N	1 (max 3.9)	1.3 (max 4)
B11	7	16 à 100	29 à 36	N120 25N	N125 27N	7.2 (max 14)	
B12	3.5	0.95 à 1	44 à 49	N105 41N	N112 43S		0.5 (max 1)
B13	4.4	26 à 300	10 à 17	N100 45N	N150 55S	120 (max 150)	
B14*	7.6	0.9 à 1.2	22 à 28	N120 57N	N131 31N		1.1 (max 5.3)

Tableau 2 : Propriétés mécanique et orientation des barres rocheuses instrumentées.

Pour permettre la comparaison des valeurs d'érosion entre les différents profils, nous avons calculé l'érosion moyenne sur la partie des profils comprise entre 0 m et 1 m au dessus du niveau d'étiage.

* Profil B14 positionné entre 2.6 et 3 m au dessus du niveau d'étiage.

Le rebond de Schmidt (**Rh**) est la propriété mécanique la mieux contrainte, la seule réellement représentative de la barre rocheuse dans son ensemble. Rappelons que les grès Siwaliks sont extrêmement hétérogènes. Rh a été mesuré sur un grand nombre de points répartis tout le long du profil, alors que la porosité (**n**) et l'érodabilité n'ont pu être estimées que sur un nombre très limité d'échantillons, d'où des divergences importantes.

A titre indicatif, l'orientation du chenal est approximativement N40 (écoulement vers le sud), sauf au niveau du site B14 ou elle tend plutôt vers N20.

Comme nous pouvions nous y attendre en nous basant sur sa résistance mécanique, l'érosion de **l'argilite du profil B13** a été 10 à 100 fois plus forte que celle des grès situés à la même élévation, ce contraste d'érosion étant bien visible dans la topographie des gorges. Toutefois, le principal mécanisme d'érosion sur le terrain de cette lithologie particulière est la fracturation et non l'abrasion, en particulier à cause de la **dessiccation** pendant la saison sèche (hydroclastie) et de la **thermoclastie**. Ce processus d'érosion hors eau pourrait être qualifié « d'atmosphérique », la rivière ayant surtout pour rôle de déblayer les débris fracturés et de remettre la roche « saine » à nu.

De même, conformément à ce que nous avons observé en laboratoire, **la pélite du profil B11** semble s'éroder 2 à 10 fois plus rapidement que les autres grès. Notons que cette roche montre une certaine tendance à se déliter en plaquettes et fines esquilles sous les impacts plutôt qu'à s'abraser, à l'image de ce qui se produisait dans le dispositif expérimental de simulation des processus d'érosion (SED039).

En revanche la très faible érosion sur le profil **B7** est particulièrement troublante : la barre de grès instrumentée à cet endroit est de loin la moins résistante ($R_h < 20$), en outre elle se situe à fleur d'eau c'est-à-dire dans la zone potentiellement la plus exposée aux crues. La forte érosion sur la barre **B9** ne trouve pas non plus d'explication lithologique directe. L'influence de la lithologie paraît donc difficile à interpréter d'après les données de terrain, une multitude d'autres paramètres interagissant et bruyant le signal. **A première vue** les propriétés mécaniques et les érodabilités mesurées en laboratoire ne permettent pas de prévoir convenablement la variabilité de résistance à l'érosion des différents profils entre eux en condition naturelle, et même un échantillonnage beaucoup plus important ne résoudrait pas complètement le problème. La mesure au marteau de Schmidt resterait encore l'alternative la moins mauvaise.

Penchons nous à présent sur le cas d'une barre rocheuse particulière présentant des hétérogénéités de résistance mécanique assez marquées. L'exemple de la dalle B10 peu inclinée et peu élevée est intéressant : le R_h mesuré le long du profil à proximité immédiate de la plupart des points de mesure d'érosion varie de 38 à 52. Finalement, il semble qu'une légère corrélation rebond de Schmidt / érosion apparaisse (Figure 10). Les variations de résistance mécanique ont donc un effet très faible mais identifiable, même sur des roches très consolidées comme les dalle B10 et B9. D'ailleurs la présence de petites dépressions (que nous appellerons pseudo « pot holes ») à la surface de nombreux bancs témoigne également de l'influence des hétérogénéités de résistance mécanique sur les processus d'érosion (voir la Figure 5 du Chapitre III).

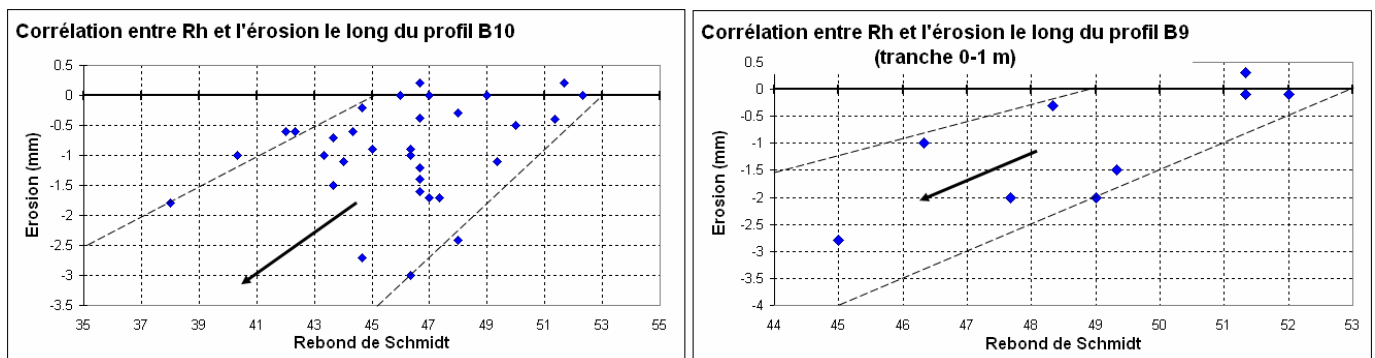


Figure 10 : Corrélation entre l'érosion (2006) et le rebond du marteau de Schmidt le long des profil B10 et B9.

Le marteau de Schmidt doit être appliqué légèrement à côté du point de mesure de l'érosion pour ne pas risquer d'abîmer la surface.

La corrélation est assez peu marquée, notamment à cause des problèmes de mesure sur le terrain et du fait de la différence d'élévation entre la base et le sommet du profil (0.3 m – 0.8 m pour le profil B10, 0.2 – 1 m pour le profil B9), mais elle existe bel et bien.

Nous avons également mesuré l'orientation de la surface des bancs pour tester la relation **inclinaison / érosion**. A priori, plus les dalles sont redressées et orthogonales au courant dans la rivière et donc à la trajectoire des galets, plus l'énergie des impacts risque d'être élevée (angle d'incidence

moyen des particules élevé), plus la roche sera exposée à l'érosion. La quantification de cet effet a fait l'objet d'essais en laboratoire : dans le cadre d'autres études, Jérôme Lavé a utilisé des plaquettes de roche fixées au fond du canal du dispositif expérimental de simulation de l'érosion, suivant des inclinaisons variables de 0° à 90°. Les résultats montrent une forte dépendance inclinaison / érodabilité de la forme sinus ou sinus carré.

Une telle dépendance existe aussi sur le terrain, même si elle est moins évidente et très bruitée. Tout comme la relation Rh / érosion, la relation inclinaison / érodabilité se révèle plus clairement quand nous nous focalisons sur une dalle en particulier, par exemple la barre B10 (Figure 11). Le coefficient de corrélation atteint alors 0.5 à 0.7 (0.3 à 0.5 pour un coefficient de détermination linéaire).

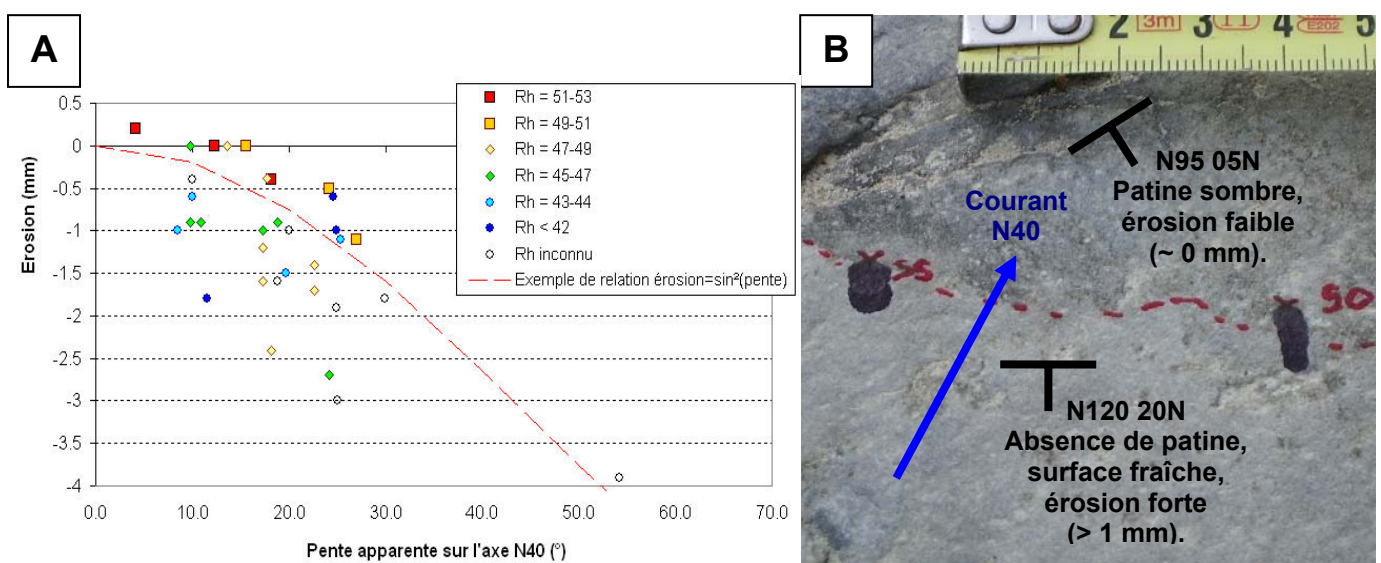


Figure 11 : Corrélation entre l'érosion (2006) et l'orientation de la surface le long du profil B10.

La mesure de l'orientation de la surface de la dalle B10 s'est fait avec une boussole le long du profil, donc elle ne tient pas bien compte des ondulations de la surface de période inférieure à 10 cm et des petites rugosités. La « pente apparente » a été calculée suivant une orientation N40 correspondant à l'axe de la rivière. Nous supposons que la trajectoire des galets transportés suit en moyenne cette même direction qui correspondrait à une « ligne de courant moyenne ». Cette hypothèse semble confortée par nos résultats : la meilleure corrélation entre la pente apparente et l'érosion est effectivement obtenue pour un azimuth de N40.

(A) Pente apparente versus érosion. La corrélation pente / érosion paraît plus marquée que la corrélation Rh / érosion. Elle serait sans doute améliorée avec une méthode de mesure sur le terrain plus précise. Rappelons la différence d'élévation entre la base et le sommet du profil (0.3 m – 0.8 m). Des résultats comparables sont obtenus sur les profils B7, B8, B9.

Il semble que les variations de Rh entre les points de mesure expliquent une partie de la dispersion des données. En tout cas les plus fortes valeurs de Rh

(B) Variation de la patine de la roche en fonction de l'inclinaison de la surface. L'effet de l'inclinaison de la surface sur l'érosion est souvent identifiable directement à l'œil nu à petite échelle. La transition entre une zone soumise à une forte érosion et une zone protégée est souvent brutale, marquée par une petite arête (tiret rouge).

➤ Vers un « équilibre topographique » des dalles

Revenons à présent sur l'exemple de la barre **B7** située à fleur d'eau. Deux phénomènes pourraient justifier les faibles érosions mesurées : **(1) un effet de couverture** par des bancs de

sédiments pendant les crues, d'ailleurs la dalle B7 s'est fait à moitié recouvrir par un banc de sable resté en place après la mousson 2006, **(2)** une sous exposition de la dalle aux impacts de galets à cause de la **faible inclinaison de la surface**, 10° (comparé aux 39° de la barre B9). Ce second point mérite d'être approfondi : contrairement à la plupart des autres grandes dalles la barre B7 n'est pas une surface structurale. Elle s'est fait complètement biseauter par l'érosion comme en témoigne la différence entre la pente de la surface et le pendage géologique (cas de figure illustré sur la Figure 7). Le même phénomène est visible sur le bloc B14 qui présente lui aussi une résistance mécanique plutôt faible ($R_h=25$). Ces observations nous conduisent à penser que **les inclinaisons des dalles dans la direction du courant sont en équilibre avec leurs résistances mécaniques relatives**, et qu'une fois les « inclinaisons d'équilibre » atteintes les taux d'érosion diminuent pour devenir comparables aux taux d'érosion des barres plus résistantes.

Cette hypothèse de « **l'inclinaison à l'équilibre** » et d'effet topographique s'applique également **à petite échelle**, pour interpréter les variations d'érosion le long d'un même profil. Elle pourrait expliquer la très faible corrélation entre les propriétés mécaniques (R_h , érodabilité, et cætera...) : plus l'équilibre topographique est proche, plus les contrastes d'érosion entre les zone très érodables et les zones très résistantes doivent s'atténuer. Cette tendance est particulièrement visible au niveau des pseudos « pot holes » dont nous avons déjà parlé (voir la Figure 5 du Chapitre III). Souvent nous n'avons pas noté de pic d'érosion très marqué quand nos profils ont traversé de telles structures (Figure 12).

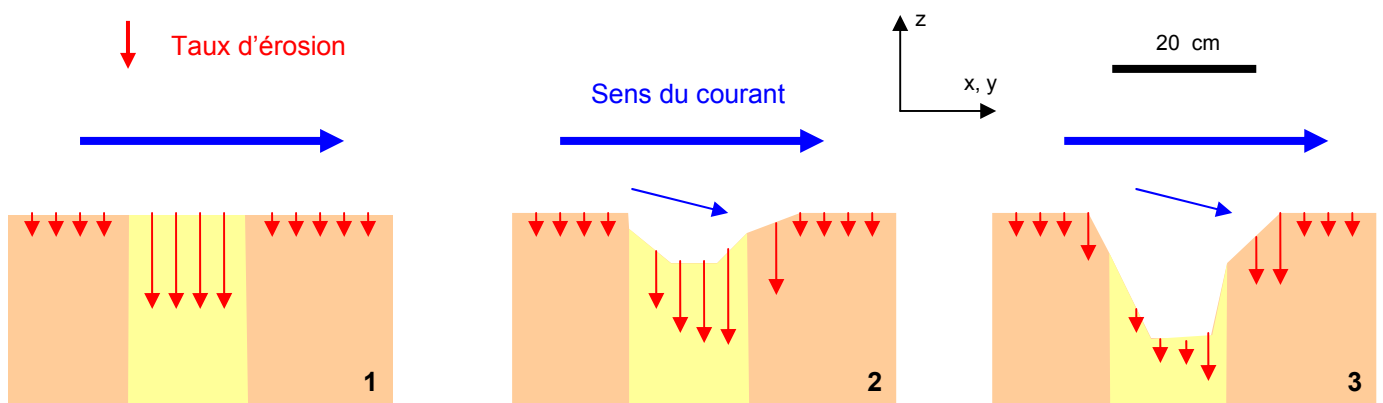


Figure 12 : Formation d'une topographie à l'équilibre par rapport aux processus d'abrasion.

Processus de formation des pseudos « pot holes » en trois étapes. Ce petit modèle extrêmement simplifié montre comment la topographie d'une barre rocheuse peut évoluer à petite échelle autour d'une hétérogénéité de résistance mécanique isolée. La zone claire est moins bien cimentée que la zone sombre (plus faible teneur en carbonate) et son « érodabilité » est quatre fois supérieure : elle va donc commencer à s'éroder d'avantage que la roche encaissante. Cependant, au bout d'un certain temps le surcreusement local deviendra tel que la partie plus érodable sera de moins en moins bien exposée au courant. L'érosion chutera au fond du pseudo « pot hole » en formation, puis finira par s'équilibrer avec l'érosion de la zone sombre.

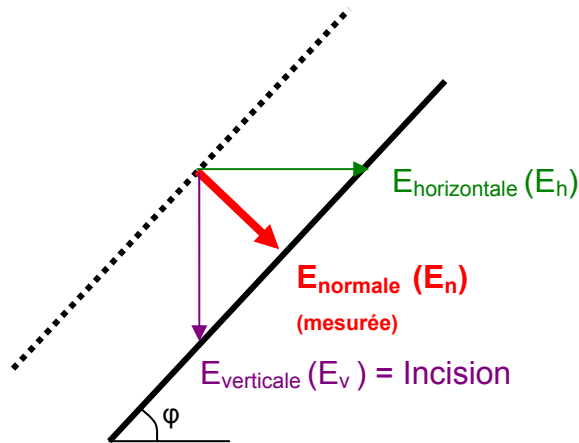
Une telle structure n'est pas forcément très stable au cours du temps, mais elle aura au moins pour effet d'homogénéiser les taux d'érosion temporairement et localement. De tel « pot holes » peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres de large et de profondeur. Le taux d'érosion final de la surface à l'équilibre n'est pas évident à prévoir : il dépendra de la proportion relative des différentes « lithologies ». C'est un processus équivalent à plus grande échelle qui explique probablement le faible taux d'érosion de la barre B7.

Naturellement, à court terme et à petite échelle cet état d'équilibre est instable, ne pouvant être atteint que temporairement et localement, d'où la persistance de fortes variations d'érosion sur de courtes distances. C'est notamment l'apparition et la disparition des petites hétérogénéités et autres discontinuités dans la roche qui vont le perturber. En outre l'inclinaison d'équilibre d'une dalle ne dépend pas uniquement de sa résistance et de son pendage, mais aussi de son environnement. En effet l'écoulement dans la rivière n'est pas unidirectionnel, et la trajectoire des galets l'est encore moins : ces deux paramètres sont largement affectés par la position des barres rocheuses en amont, causant divergences et remous dans le flux.

Ce type de perturbation instable spatialement et variable dans le temps est absolument impossible à quantifier, surtout à petite échelle sur un fond rugueux comme celui de la Bakeya. Toutefois quelques observations qualitatives semblent possibles. Prenons l'exemple des barres B8 et B9 : elles présentent une lithologie et une résistance comparable, une orientation presque identique, pourtant l'érosion du profil B8 semble deux à trois fois plus faible que celle du profil B9 sur la tranche d'élévation 0.5 – 1 m. Cette différence pourrait résulter : **(1)** d'un **effet d'abri**, la barre B8 serait partiellement protégée par la barre B12 située à peine trois mètres en amont ; **(2)** du fait que le chenal soit beaucoup plus profond côté B8 (trou d'eau de 2 m près de la rive droite contre une profondeur de 0.2 m près de la rive gauche côté B9), la hauteur de saltation des galets serait donc moins élevée (par rapport au niveau d'étiage).

➤ Conclusion sur les processus d'érosion à l'œuvre dans la Bakeya, érosion et incision à long terme

La plupart des dalles dans les gorges terminales de la Bakeya auraient donc tendance à se rapprocher d'une inclinaison « à l'équilibre » par rapport à leur résistance mécanique, du moins à une échelle spatiale suffisamment grande et sur une période de temps suffisamment longue pour lisser les effets d'apparition et de disparition des hétérogénéités de résistance. Cette hypothèse implique un taux d'érosion moyen constant sur ce segment de gorge à une élévation donnée au dessus du niveau du lit, tous les bancs de roche s'érodant à la même vitesse à long terme quelle que soit leur lithologie. D'après les mesures effectuées en 2006, ce taux d'érosion pourrait être de l'ordre de 1 à 5 mm.an⁻¹ sur la partie inférieure des profils. Rappelons qu'il s'agit d'une érosion « normale » à la surface : compte tenu de l'inclinaison des bancs nous obtiendrions **une incision (verticale) de 1 à 8 mm.an⁻¹** (Équation 1).



$$E_v = \text{Incision} = \frac{E_n}{\cos(\varphi)}$$

$$E_h = \frac{E_n}{\sin(\varphi)}$$

Équation 1 : Erosion normale, verticale et horizontale.

Les érosions « verticales » et « horizontales » ne correspondent pas aux composantes verticales et horizontales du vecteur « érosion normale ».

Si la surface érodée est très inclinée alors l'érosion normale peut être très faible mais l'incision (verticale) très importante. Dans un profil transverse de rivière « à l'équilibre » le fond du chenal est souvent plat, puis les berges se redressent progressivement pour devenir sub-verticales vers le sommet : le profil topographique a une forme parabolique. Pour un cas de figure idéal **Ev** reste stable sur toute la section même si **En** chute vers le haut.

Si le **profil transverse du chenal est « en équilibre »**¹, c'est-à-dire si l'incision à long terme (verticale) est constante sur toute la section soumise à l'érosion fluviale (explication dans la légende de l'Équation 1), alors on devrait retrouver **l'incision long terme** vue par les terrasses fluviales d'incision (« strath terrace ») [Lavé et Avouac, 2000], soit environ **15 mm.an⁻¹** près du front de chaîne. Or nos données donnent une incision verticale à la base de nos sections 2 à 15 fois plus faible, et encore moins importante en remontant vers le sommet des berges. Pour expliquer cette différence nous pouvons envisager trois possibilités : **(1)** le profil topographique transverse n'est pas à l'équilibre ; **(2)** la mousson 2006, que nous pouvons qualifier de moyenne d'après les relevés météorologiques (Chapitre II), n'a pas été très efficace en terme d'érosion ; **(3) un autre processus d'érosion compense la faible érosion par abrasion**. Nous manquons de recul pour écarter la première possibilité, cependant il est fort probable que le décalage soit lié au contraste d'érosion entre les niveaux gréseux et les niveaux d'argilite (Figure 13).

La sape des barres de grès prend des proportions spectaculaires sur les berges de la partie la plus aval des gorges de la Bakeya. **Ce processus d'érosion, qui revient à une érosion fluviale par arrachement, entre en compétition et finalement supplanterait largement les processus**

¹ Il s'agit bien d'un « équilibre » différent de celui que nous avons évoqué précédemment : cette fois ci nous parlons **d'incision sur un profil transversal de rivière** (profil transversal à l'équilibre), et pas **d'érosion normale à une élévation donnée au dessus du lit** (équilibre entre l'inclinaison et la résistance de la surface érodée, homogénéisation de l'abrasion le long de la rivière sur des barres rocheuses de lithologie et d'inclinaison différentes).

d'abrasion, au moins sur les berges de ce segment de rivière. L'équilibre apparent d'abrasion des dalles de grès le long des gorges n'aurait donc aucune relation directe avec l'érosion à long terme des berges. En revanche l'arrachement de gros bloc pourrait compenser la faible érosion / incision par abrasion sur le sommet des berges et finalement rééquilibrer le profil transversal de rivière.



Nous avons vu que les bancs d'argilite s'érodent 10 à 100 fois plus vite que les bancs de grès. Cette érosion intense est probablement continue sur les berges d'une année sur l'autre, car elle dépend en grande partie de la dessiccation et de la thermoclastie pendant la saison sèche.

*La configuration des couches géologiques est telle que l'érosion creuse rapidement des sapes sous les dalles de grès, à priori à la vitesse de **1m tous les 10 ans**. Des surplombs de plusieurs mètres se forment sur les berges et les barres rocheuses finissent par s'effondrer, sans doute à la faveur de diaclases. Plus la dalle est épaisse, plus le surplomb se maintient longtemps.*

5 m

Figure 13 : Sape des dalles de grès par érosion des argilites (affouillement).

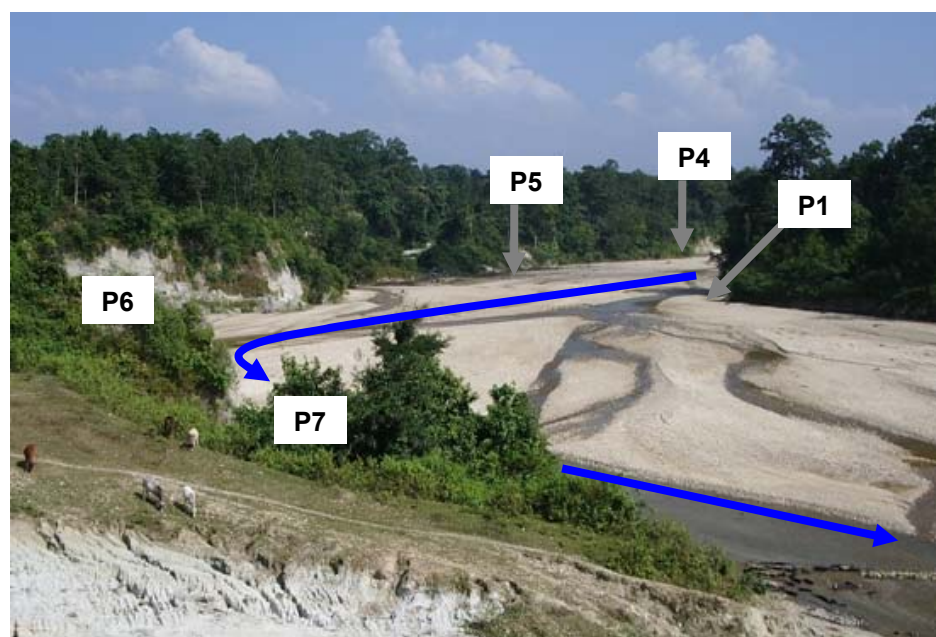
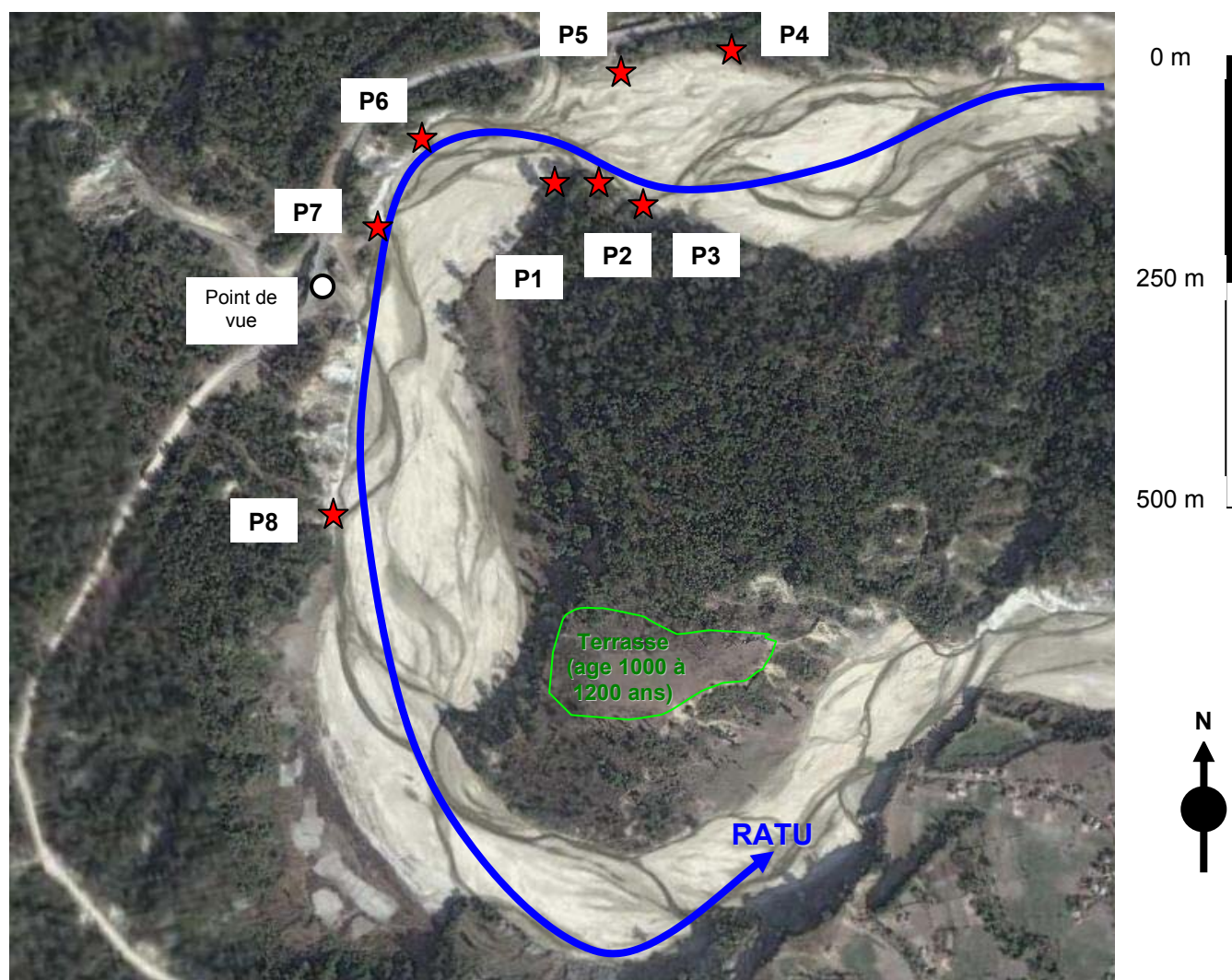
Toutefois nous ignorons comment les bancs d'argilite se comporte sous le niveau d'étiage **au fond du chenal**. A priori leur érosion devrait rester très inférieure à celle mesurée sur les berges, la saturation de la roche étant permanente. Cette roche est malgré tout très érodable, d'autant plus qu'elle a tendance à se mélanger à l'eau (comportement argileux). Finalement, un équilibre comparable à celui évoqué dans la formation des pseudos « pot holes » pourrait entrer en jeu à grande échelle, l'érosion excédentaire des couches tendres finissant par être atténuée par le surcreusement excessif. En tout cas quelques observations de terrasses d'abrasion anciennes dans la Bagmati dans un contexte géologique comparable (Jérôme Lavé) ne semblent pas indiquer d'affouillements aussi importants sur le fond du chenal, la base des dépôts étant nettement moins accidentée que la topographie des berges de la Bakeya (barres gréseuses moins saillantes par rapport aux argilites). Cela signifierait que l'arrachement de blocs est très limité sur le fond et que l'érosion par abrasion redeviendrait dominante. Cette hypothèse reste à vérifier.

c Résultats dans les gorges de la Ratu : érosion latérale dans un méandre

- **Vue générale des gorges de la Ratu**

Les « gorges » de la Ratu sont beaucoup moins spectaculaires que celle de la Bakeya. Quand la rivière commence à traverser les grès Siwaliks moyens le cours devient plus étroit (gardant tout de même 100 à 200 m de largeur), et s'encaisse entre deux berges abruptes de 5 à 30 m de haut, avec localement des terrasses moins élevées. Contrairement à la Bakeya il n'existe pas de grandes barres rocheuses transversales fortement saillantes dans le chenal. Le fond du lit est entièrement couvert d'une couverture de galets d'épaisseur inconnue. Le niveau de l'eau atteint lors des plus grosses crues ne dépasse pas à priori 1 à 2 m. La pente du cours est d'environ 1.1%.

La rivière forme une vaste boucle de 500 m à 1 km de rayon (Figure 14). Cette configuration est idéale pour mesurer les effets de **l'érosion latérale des berges** en fonction de la position dans le méandre, ainsi que pour l'estimation de la mobilité du lit de la rivière. En outre les lithologies locales sont notablement plus érodables que celles des gorges terminales de la Bakeya. Comment se comportent elles sur le terrain ?



Les sites de mesure de la Ratu sont situés dans un vaste méandre quelques kilomètres au nord du MFT (qui est dédoublé à cet endroit). P2, P6, P7 sont très exposés au courant, P3 et P8 légèrement moins, P1, P4 et P5 sont plutôt abrités.

Le relief des Siwaliks est beaucoup moins marqué dans ce secteur où affleurent les unités Siwaliks moyen les plus jeunes, très peu consolidées. La rivière présente un fond plat très large, entièrement couvert de sédiments avec des chenaux en tresse qui divaguent. Les rives où affleure le bedrock sont assez raides.

Figure 14 : Localisation des profils de mesure dans la Ratu.

Pour les cartes de localisation générale, voir en Annexe ...

• Les différentes sections mesurées

Bien qu'assez courts les petits profils tracés sur les berges de la Ratu couvrent une grande partie de la zone de marnage de la rivière. Les taux d'érosion observés vont de 0 mm.an⁻¹ à 60 mm.an⁻¹, et même beaucoup plus si nous tenons compte du profil P7 emporté par l'érosion durant la mousson 2006 (Figure 15). **Ces valeurs sont supérieures de plus d'un ordre de grandeur à celles mesurées dans la Bakeya**, comme nous nous y attendions compte tenu des **différences de lithologie**.

Les deux éléments les plus frappants sont : **(1)** l'existence de **deux groupes de profils** présentant des taux d'érosions assez distincts ; **(2)** une évolution de l'érodabilité en fonction de l'élévation au dessus du niveau d'étiage assez surprenante, avec souvent une relative stabilité, et même une tendance à l'augmentation vers les parties les plus hautes.

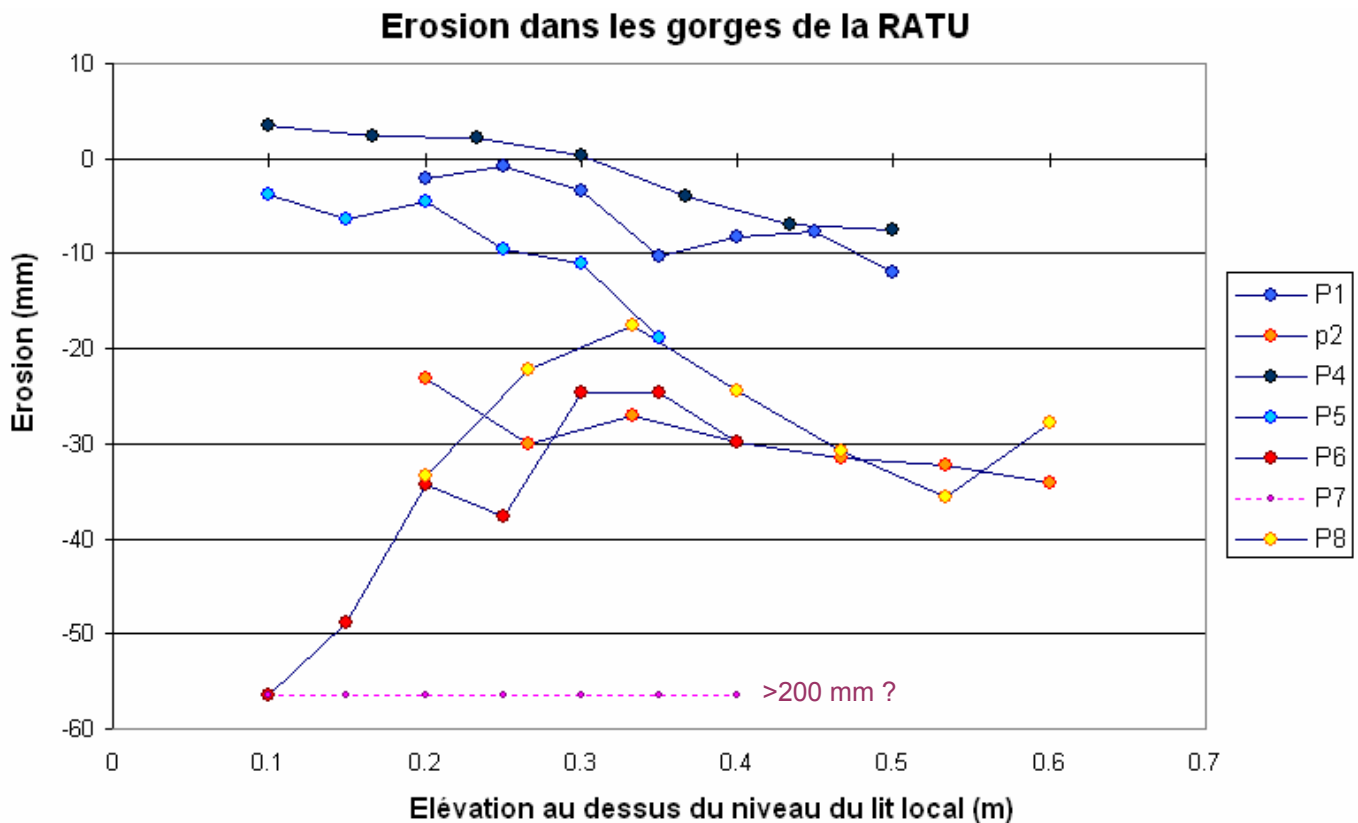


Figure 15 : Compilation des profils d'érosion mesurés dans la Ratu, érosion pendant la mousson 2006.

Par « niveau du lit local » (en abscisse), nous entendons niveau de la surface des dépôts alluvionnaires dans le lit de la Ratu Khola, à un endroit donné le long des berges. Ce niveau de référence varie donc d'un site de mesure à un autre. Toutefois le comblement sédimentaire du lit de la rivière est plutôt homogène.

Les profils en bleu correspondent aux points de mesure dans les parties abritées du méandre, ceux en rouge dans les parties exposées. Le profil P7 qui a été complètement arraché par l'érosion a été rajouté à titre indicatif, même si la valeur exacte de l'érosion est inconnue (en fait elle serait supérieure à 200 mm). Ce pic d'érosion résulte peut être d'un effondrement local, ou du morcellement d'un banc de nodules carbonatés qui protégeait plus ou moins le site instrumenté.

- **Interprétation des résultats**

- Variations du taux d'érosion le long du cours

Les lithologies des différents bancs de roche instrumentés sont comparables avec des érodabilités de 3000 à 30000 $\%.\text{km}^{-1}$ (Rh proche de 10), si nous exceptons l'arénite du site P5 légèrement plus résistante (Rh = 16) et surtout la lutite du site P1 (Rh = 21 – 22, avec une érodabilité probablement inférieure à 500 $\%.\text{km}^{-1}$). Les pentes et les orientations des surfaces instrumentées sont également assez homogènes (surfaces de 30 à 45° subparallèles au cours de la rivière). Finalement la principale différence entre les deux groupes de profils identifiés sur la Figure 15 est l'exposition des sites aux courants les plus forts, **c'est-à-dire leur position dans le méandre** (Figure 17). Rappelons que cette « exposition » induit également des variations granulométriques transversalement au chenal, variations que nous avons évoquées dans le Chapitre II (diminution du D50 dans les zones « protégées » du méandre, voir la légende de la Figure 16 du Chapitre II). Notons qu'au sein des deux groupes les **érosions latérales moyennes** sur les profils semblent particulièrement homogènes : **1 à 9 $\text{mm}.\text{an}^{-1}$** pour les zones protégées (moyenne 5 $\text{mm}.\text{an}^{-1}$) ; **27 à 37 $\text{mm}.\text{an}^{-1}$** pour les zones exposées (moyenne 30 $\text{mm}.\text{an}^{-1}$). Nous en concluons qu'à l'instar des rivières alluviales méandriformes le bord extérieur du méandre subit la plus forte érosion, **toutefois le bord interne s'érode également** (à la différence d'une rivière alluviale). Dans ce cas particulier les berges « exposés » reculent en moyenne 6 fois plus vite que les berges « protégés ».

- Origine de l'augmentation de l'érosion vers le haut du profil

L'augmentation de l'érosion vers le sommet des profils d'érosion est troublante. Elle apparaît particulièrement marquante sur les profils P1, P2, P4, P5, c'est-à-dire essentiellement sur les profils les plus « abrités ». Elle a trois origines : **(1) un effet de couverture** plus marqué vers la base du profil, notamment sur les sites abrités P4 et P5 où plusieurs décimètres de sédiments se sont accumulés pendant la mousson 2006 ; **(2) un effet de protection** lié à l'apparition d'une **croûte algale** sur les parties basses immergées, particulièrement visible sur le site P4 (Figure 16, Figure 17 B) ; **(3) une vulnérabilité particulière** de ces lithologies très tendres à **l'érosion pluviale** (impact des gouttes de pluie, ruissellement) et à la **dessiccation** (décollement de la croûte algale entraînant dans sa chute quelques millimètres de roche). A l'opposée le seul profil montrant un taux d'érosion nettement plus élevé à la base qu'au sommet est celui du site P8 qui a été largement dégagé par l'érosion (la surface des sédiments dans le lit s'est abaissée de plus de 60 cm au niveau du profil, Figure 17 C).

Finalement une partie de l'érosion mesurée sur les profils n'est pas à proprement parler « fluviale », comme nous l'avons déjà suggéré pour l'affleurement d'argilite B13 dans la Bakeya. La

fraction de l'érosion « **atmosphérique** » se produisant en dehors des crues et pendant la saison sèche s'avère importante pour toutes les lithologies peu consolidées, y compris pour les arénites et les lutites. Il semblerait même qu'elle devienne prédominante au niveau des berges « abritées », pour lesquelles l'érosion fluviale sensu stricto est quasiment nulle (site P4, Figure 15 et Figure 16). D'après nos observations elle atteindrait **5 à 10 mm.an⁻¹** sur les berges de la Ratu, soit **1/4 du taux d'érosion total** des surfaces exposées aux forts courants.



Figure 16 : Croûte algale à la base sur les parties basses des berges, exemple du site P4 (novembre 2006).

(A) Base du profil. La croûte algale humide avec agglomération de particules argileuses couvre entièrement la surface. Le changement de couleur indique le niveau de recouvrement par les sédiments. Ce segment du profil se trouvait encore partiellement sous l'eau en novembre 2006.

Le revêtement a tendance à accroître la résistance mécanique en surface et assure une cohésion relativement bonne à cette arénite qui aurait tendance à se déliter spontanément dans l'eau. La surface paraît avoir gonflé d'une année sur l'autre (Figure 15) : en fait l'érosion de la base du profil P4 a certainement été nulle durant la mousson 2006, l'épaississement de près de 3 mm résultant de la formation de la croûte algale protectrice.

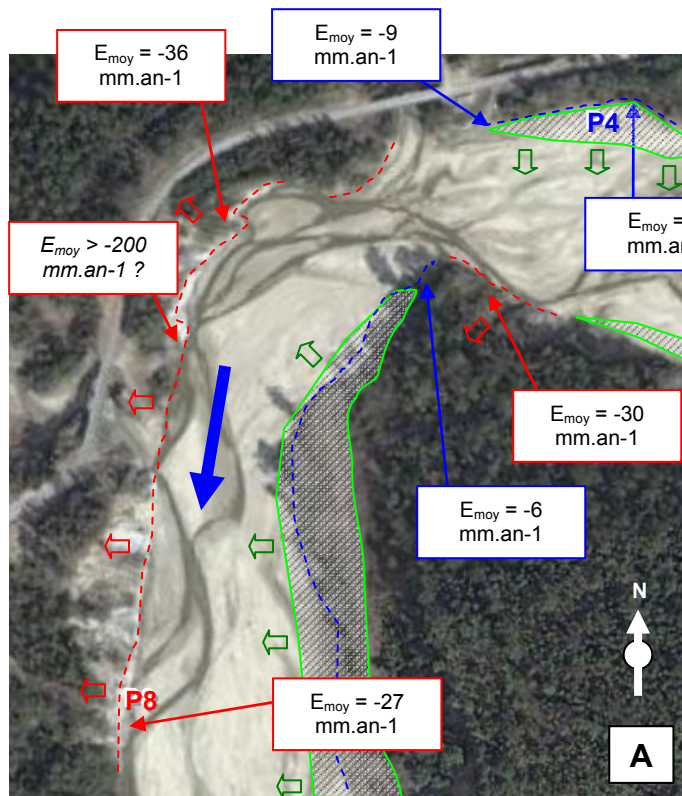
(B) Milieu du profil. En remontant le profil le revêtement algale s'assèche progressivement et finit par se craqueler et se déliter en morceaux de quelques millimètres d'épaisseur.

(C) Sommet du profil. La pluie et la délitation par assèchement ont entièrement « nettoyé » la surface. La roche à nu devient beaucoup plus érodable. Sur les lithologies les plus fragiles les marques d'impacts des gouttes de pluie sont visibles.

➤ Erosion latérale à long terme

Compte tenu de l'inclinaison des surfaces instrumentées, l'érosion normale d'une trentaine de mm des berges exposées en 2006 donne une érosion verticale des berges de l'ordre de 35 à 40 mm et une érosion horizontale l'ordre de 45 à 50 mm. En réalité l'érosion réelle des berges exposées aux forts courants dépasse certainement les 30 mm.an⁻¹ mesurés sur les profils P2, P6, et P8, à cause de l'arrachement épisodique de gros blocs de roche (cas du site P7, voir aussi la Figure 17 C). Quand un tel évènement se produit (sape des berges suivies d'un effondrement, fragilités locales liées à la fracturation, disparition d'une couche protectrice résistante, et cætera...) la rugosité des berges augmente fortement. Dans des lithologies aussi peu consolidées que les grès Salt and Pepper le moindre relief dépassant dans le courant à tût fait de se faire abraser.

A l'échelle de l'holocène terminal la vitesse moyenne de migration latérale du méandre de la Ratu approcherait les **100 mm.an⁻¹**, d'après l'âge de la terrasse d'abrasion située au niveau de la seconde boucle du méandre (Figure 14). Elle a été datée à 1000 ou 1200 ans (communication personnelle de Jérôme Lavé), et se trouve à une petite centaine de mètres à l'est du cours actuel. La valeur d'érosion latérale probablement supérieure à la cinquantaine de mm.an⁻¹ produite par la mousson 2006 apparaît donc du même ordre ou légèrement inférieure à la tendance à moyen terme sur ce secteur.



(A) Carte de la Ratu avec variations locales du taux d'érosion moyen par profil. Les zones hachurées correspondent à des espaces en partie gagnés par la végétation en 2006, ou à des berges basses déjà embroussaillées lors de notre première visite en 2005. L'évolution des environnements est extrêmement rapide dans cette rivière.

(B1 et B2) Végétalisation du lit devant le site P4. Près de 20 cm de sédiments se sont accumulés en une année. Notons que ces dépôts ne seront pas forcément pérennes dans les prochaines années. On aperçoit le dépôt algaire (verdâtre) à la base du banc de grès.

(C1 et C2) Erosion devant le site P8. A cet endroit le chenal s'est rapproché de la berge et s'est enfoncé de 60 cm. Un gros bloc s'est détaché juste en amont du profil à la faveur de grosses fissures.

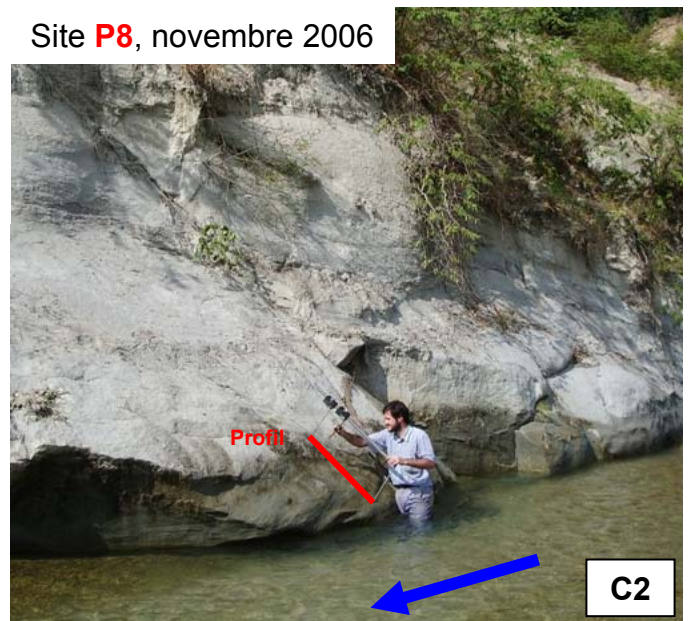
Site **P4**, novembre 2005



Site **P4**, novembre 2006



Site **P8**, novembre 2006



Site **P8**, novembre 2005



Figure 17 : Erosion en fonction de l'exposition dans le méandre de la Ratu.

B. Modélisation des écoulements et de la charge sédimentaire dans les gorges de la Bakeya

L'objectif de ce paragraphe est double, il s'agit : **(1)** d'abord estimer les **hauteurs d'eau**, ainsi que les **vitesses** et les **contraintes** atteintes dans les gorges pendant les crues ; **(2)** ensuite de prédire la **répartition de la charge sédimentaire** transportée par la rivière sur les sections de chenal. **Ces deux points sont essentiels pour approfondir l'interprétation des profils verticaux d'érosion présentés précédemment, et dans le but de les modéliser.** Pour ce faire nous exploiterons les données hydrologiques et granulométriques recueillies sur le terrain (Chapitre II). La première étape de ce travail est de construire un **modèle numérique de terrain** (MNT) des gorges servant de support à la modélisation des écoulements.

1 Création d'un MNT du lit de la Bakeya et de la Ratu

- **Les relevés macro topographiques dans les gorges**

Nous avons utilisé un distancemètre laser avec clinomètre et boussole (type Advantage®, marque Laser Atlanta Optics) pour effectuer les relevés topographiques 3D des gorges de la Ratu et surtout de la Bakeya. Sa portée atteint plusieurs centaines de mètre dans de bonnes conditions. Nous avons toutefois remarqué un léger décalage des élévations pour les grandes distances, défaut que nous avons du corriger empiriquement (en nous calant sur des mesures d'une surface parfaitement plane).

Nous avons pris comme point d'origine des coordonnées un point situé au milieu de la rivière un peu en aval de l'étréture, au milieu du bassin. Nous avons ensuite descendu la rivière en marquant des étapes régulières. A chaque étape nous avons mesuré des profils transversaux puis pointé des objets particuliers sur les berges, notamment le niveau d'étiage et les bordures des grandes arêtes des dalles de grès. La position des points de mire successifs est obtenue à partir des coordonnées (x,y,z) de points de repères particuliers mesurés sous différents angles. Nous avons cartographié de cette façon un linéaire de près de 900 m avec plus de 900 points de mesure dans les gorges terminales de la Bakeya, avec un maillage très dense entre les profils B13 et B10 et plus lâche en amont de l'étréture.

Pour compléter le relevé topographique nous avons également sondé la Bakeya avec un maillage moins dense. Naturellement le résultat nous donne la surface du dépôt de sédiment pendant l'étiage et non la surface du bedrock, sachant que pendant les très grandes crues les sédiments sont certainement largement balayés.

- **Construction du MNT et calcul des sections**

A partir des coordonnées (x,y,z) obtenue avec le distancemètre laser et les sondage, nous avons pu construire une surface triangulée (triangulation de Delaunay), par exemple avec les logiciels Matlab® ou le géomodeleur Gocad® (Figure 18). Pour mieux faire ressortir la structure asymétrique des dalles de grès à pendage vers le nord et versant abrupt vers le sud (sous le courant), nous avons densifié le nombre de vertex (points côtés) jusqu'à 2500 points en nous basant sur nos photographies, notamment pour le secteur en amont de l'étroiture. Nous avons également extrapolé la partie la plus amont et les bordures du modèle (hautes berges).

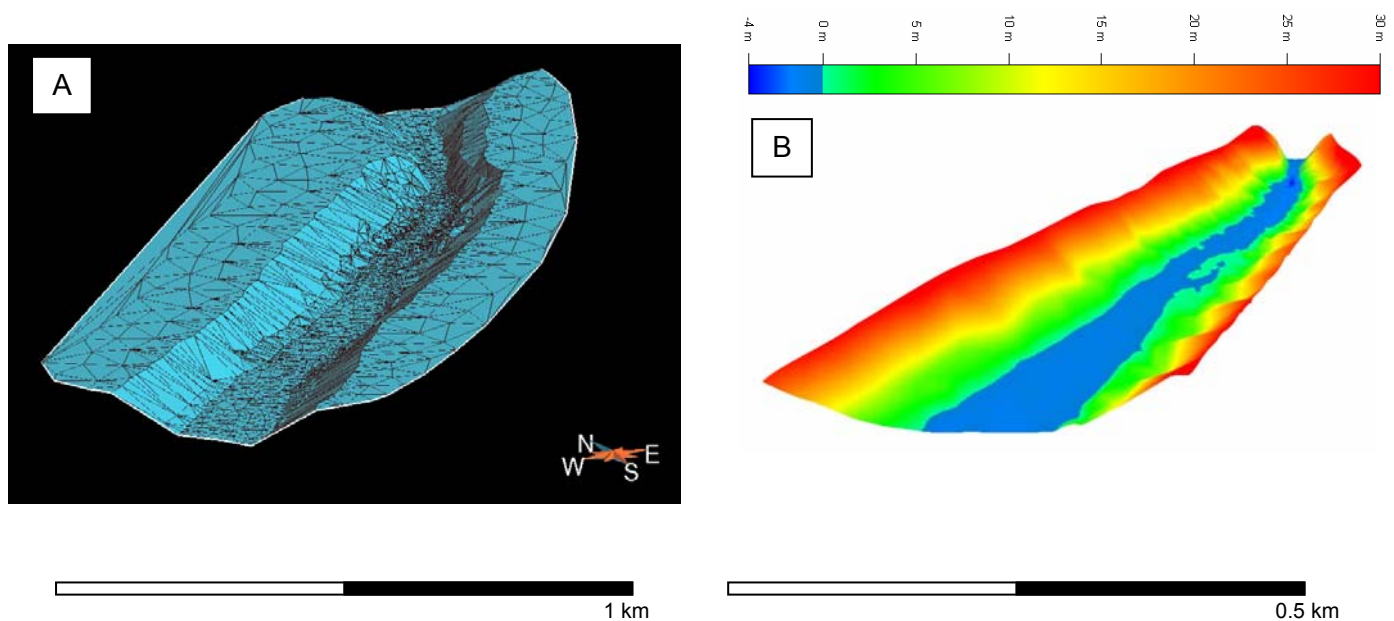


Figure 18 : MNT des gorges de la Bakeya.

(A) Surface triangulée avec le géomodeleur Gocad®. Au-delà de +20 m au niveau de l'étroiture, et de +5 m en aval, tous les points utilisés pour construire le MNT sont synthétiques.

(B) La surface bleue correspond à l'altitude 0 m par rapport au point de repère et non à la surface de l'eau. Rappelons que ce point est situé juste en aval de l'étroiture au niveau du grand bassin.

2 Simulation des écoulements dans les gorges

a Le logiciel Hec-Ras

Hec-Ras est un logiciel de modélisation hydrologique développé par l'armée américaine, gratuit et disponible sur le site <http://www.hec.usace.army.mil/software/hecras/>. Il s'agit d'un **modèle d'écoulement à une dimension**, c'est-à-dire qu'il ne permet pas un déplacement du fluide dans une autre direction que l'axe du chenal, qu'il ne traite pas directement les variations latérales de l'écoulement, et qu'il ne tient compte ni des remous ni des autres effets hydrauliques 2D et 3D (si ce n'est les pertes de charge liées aux variations de sections divergentes ou convergentes). Le calcul se fait sur des sections

de chenal successives, suivant un modèle comparable à celui utilisé pour la détermination de la courbe de calibration des débits sous le pont de la Bakeya (Equation 1 du chapitre II, voir aussi la Figure 19 de ce chapitre). Les données sources essentielles sont : **(1)** une série de sections topographiques transversales successives le long du chenal ; **(2)** un profil de l'axe de la rivière en 3D ; **(3)** un apport d'eau (débit). Sa relative simplicité d'utilisation, ses vastes possibilités, sa flexibilité, et sa rapidité d'exécution en font un outil très populaire en génie civil (possibilité de tester l'effet d'infrastructures sur un écoulement) et en prévision des risques de crue.

Pour des écoulements en **régime permanent** Hec-Ras se base sur les équation de perte d'énergie (Théorème de Bernoulli) et de conservation de la quantité de mouvement le long du profil de rivière en faisant intervenir la friction sur le fond, la contraction ou l'expansion latérale du chenal. Les différentes parties des sections de rivières (chenal, berges, lit majeur inondable, et cætera) peuvent se voir attribuer des propriétés hydrauliques différentes. En outre le modèle permet de prendre en compte aussi bien les écoulements critiques, sous critiques, et mixtes au voisinage des obstacles et des ruptures de pente. Notons enfin que la modélisation en régime non permanent est possible, Hec-Ras résout les équations de Saint Venant sous une forme simplifiée, mais nous n'avons pas utilisé cette possibilité.

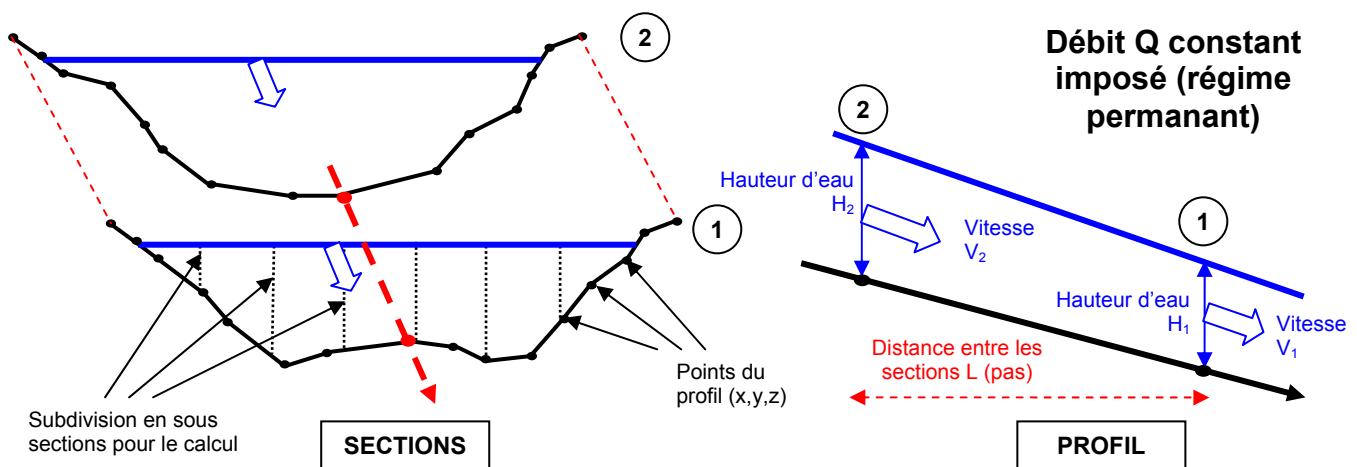


Figure 19 : Topologie simplifiée du modèle Hec-Ras.

Les propriétés hydrauliques implémentées dans le modèle peuvent changer d'une section à l'autre. Hec-Ras permet également de distinguer le traitement des berges de celui du chenal principal, par exemple en modifiant latéralement la « rugosité » du fond.

Des informations complémentaires sont disponibles sur l'aide détaillée du logiciel, ainsi que sur les différents manuels mis à disposition avec le logiciel comme « Hec-Ras Hydraulic Reference Manual ».

b Les paramètres d'entrée

➤ Sections topographiques du chenal, « geometric data »

Les sections transversales de rivière (c'est à dire les coordonnées (x,y,z) des points de toutes ces sections avec des renseignements sur les propriétés hydrauliques locales, l'agencement du profil longitudinal, les confluences éventuelles, et cætera) sont extraites automatiquement à partir des fichiers MNT triangulés suivant un pas et une direction donnée. Dans les gorges de la Bakeya nous avons finalement choisi un pas très resserré de **1 m** pour rendre compte des dimensions des barres rocheuses. Toutefois il n'est pas certain qu'un pas si resserré par rapport à la largeur de la rivière fournisse réellement un gain de précision compte tenu du caractère 1D de la modélisation².

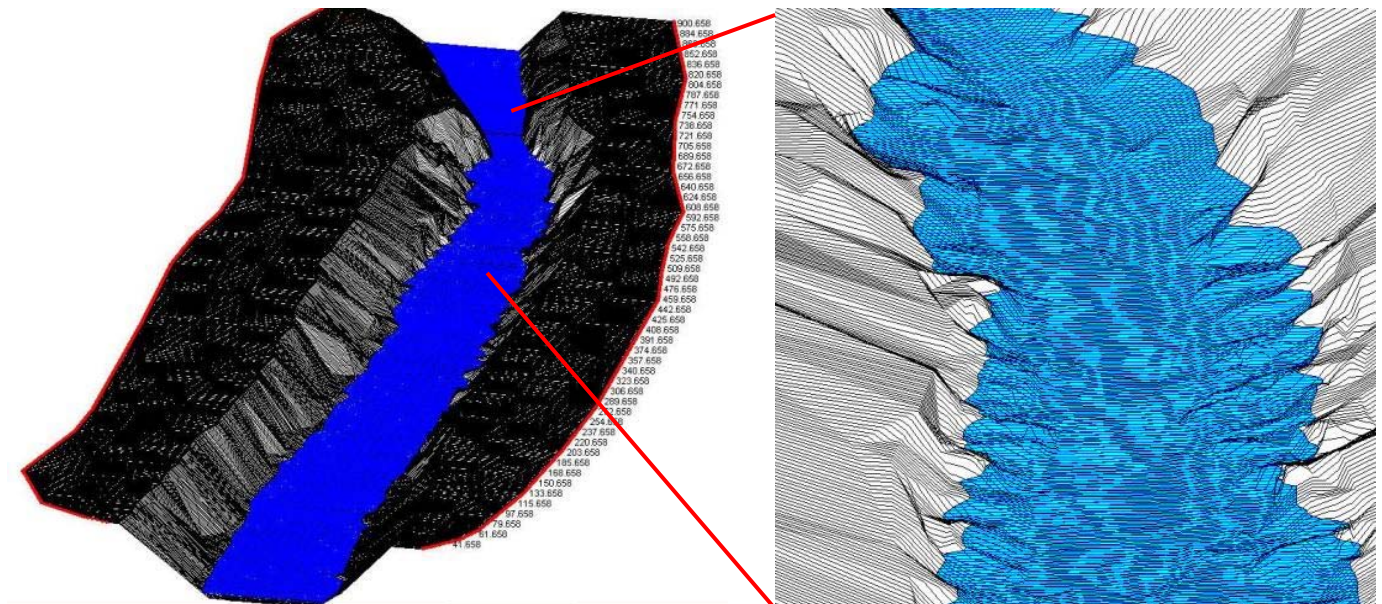


Figure 20 : Modélisation d'écoulement dans les gorges de la Bakeya obtenues avec le logiciel Hec-Ras.

*Elévations *3. Débit de $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les sections successives sont référencées de l'aval vers l'amont (distance en m sur le profil longitudinal). Dans notre cas elles sont toutes parallèles, le segment de chenal étant quasiment rectiligne. Les grandes barres rocheuses transversales sont bien identifiables dans la partie basse, tandis que les bordures supérieures du MNT sont simplement extrapolées.*

² **Addendum.** Il est possible que la petite maille de calcul ($L = 1 \text{ m}$) induise un biais dans la modélisation des écoulements : un pas trop resserré donne une importance excessive à la perte de charge par contraction/expansion. Nous avons effectué quelques tests pour quantifier cet effet. Par exemple, pour un débit de $850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans les gorges de la Bakeya, le passage d'un pas de 1 m à un pas de 8 m entraîne une baisse de la hauteur d'eau de 0 à 5 % (baisse de la perte de charge), et très localement une baisse de plusieurs dizaines de pourcents. Les zones les plus affectées sont celles qui entrent potentiellement en « régime torrentiel » (voir l'interprétation du nombre de Froude dans les pages suivantes). Cela dit, sur l'essentiel du profil, les changements entre les deux cas de figure sont négligeables.

➤ Paramètres hydrauliques

Il s'agit essentiellement de coefficients empiriques de perte d'énergie, notamment le **coefficient de Manning** déjà évoqué dans le Chapitre II qui caractérise en quelque sorte la rugosité du chenal, et les **coefficients de contraction et d'expansion** qui permettent de tenir compte des pertes d'énergie liées à une constriction ou à un élargissement brutal du cours. Plus ces coefficients sont élevés, plus la perte de charge du fluide est importante, plus la vitesse dans le chenal diminuera et la hauteur d'eau s'élèvera (Équation 2).

$$h_e = L * F + C * \left| \frac{V_2^2}{2 * g} - \frac{V_1^2}{2 * g} \right|$$

$$F = f\left(Q, n, \frac{1}{R_H}, \dots\right)$$

Équation 2 : Perte de charge entre les sections, application des coefficients de perte d'énergie.

Cette relation légèrement simplifiée est applicable en régime stationnaire pour un chenal présentant des paramètres hydrauliques constants entre les sections.

h_e est la perte de charge.

L est la distance entre deux sections successives du chenal (« 2 » en amont de « 1 »).

F est la somme du gradient dû au frottement, et donc dépendant du coefficient de Manning.

Q est le débit, n le coefficient de Manning, R_H le rayon hydraulique.

C est le coefficient de contraction si $V_1 > V_2$, sinon le coefficient d'expansion.

V_2 et V_1 sont les vitesses du fluide sur les sections amont et en aval.

g est l'accélération de la pesanteur à la surface de la Terre.

Pour plus d'informations, consulter le « Hydraulic Reference Manual », chapitre 2.

La caractérisation des **coefficients de Manning** peut s'effectuer de diverse manière : **(1)** soit en se référant à des chartes illustrées (par exemple celle disponible en ligne sur le site <http://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/sws/fieldmethods/Indirects/nvalues/index.htm>), **(2)** soit à partir de formules empiriques (dépendant de la granulométrie des particules, du rayon hydraulique du chenal, de la pente, et cætera, voir « Hec-Ras Hydraulic Reference Manual », chapitre 3), **(3)** soit grâce à une calibration sur le terrain (mesure de débits et de hauteur d'eau sur une section, ou de pente d'équilibre de la surface de l'eau le long d'un profil). Dans notre cas nous avons choisi un coefficient de 0.04 identique pour le fond du chenal et les berges, correspondant à un cours rectiligne, avec quelques blocs et bassins. A titre de comparaison Turowski et al. [2008] en ont utilisé un de 0.035 dans les gorges de la Liwu. L'utilisation de cette valeur dans le modèle semble en accord avec les relevés de laisse de crue effectués dans les gorges (voir « Validation du modèle à partir des laisses de crues maximales »). De toute façon nous avons remarqué que l'impact du coefficient de Manning était relativement limité dans notre cas : le passage d'un coefficient de 0.03 à 0.05 ne donne qu'une surélévation du niveau d'eau dans les gorges de 8% en moyenne, toutes choses égales par ailleurs.

Les **coefficients de contraction et d'expansion** se voient habituellement attribuer des valeurs de 0.1 et 0.3 respectivement. Néanmoins des coefficients de 0.3 à 0.5 doivent être appliqués quand la largeur des sections varie très rapidement, comme au voisinage d'un pont : ce pourrait également être le cas en aval de l'étranglement. L'application de ces nouvelles valeurs modifie plus sensiblement les caractéristiques de l'écoulement que les changements de coefficient de Manning.

Enfin nous avons testé l'**influence du type d'écoulement critique ou sous-critique** imposé par le modèle dans les gorges. Cet état dépend de la valeur du nombre de Froude **Fr** (rapport des forces inertielles sur les forces de pesanteur, calculé par Hec-Ras, Équation 3) : si **Fr > 1** le régime est dit torrentiel (critique ou supercritique) ; si **Fr < 1** on parle d'écoulement fluvial (sous critique). Un « ressaut » apparaît aux transitions entre les segments en écoulement critique et ceux en sous-critique (onde ou vague stationnaire), causant une importante perte de charge.

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g * h}}$$

Fr est le nombre de Froude.

U la vitesse du fluide.

g la constante de gravité.

h la hauteur d'eau.

Équation 3 : Calcul du nombre de Froude.

En toute rigueur la variable « h » serait une dimension linéaire caractéristique du phénomène (ici un écoulement dans un chenal) qui ne correspondrait pas précisément à la hauteur d'eau. Notons également qu'aux extrémités du segment de rivière modélisé (points d'entrée et de sortie) la hauteur d'eau est calculée pour un nombre de Froude égal à 1. Il s'agit de la « hauteur d'eau critique ».

➤ Débits

Nous avons directement utilisé les débits calculés sous le pont de la Bakeya à Nijgad (Chapitre II), soit pour les trois crues principales un débit maximum de 115 m³.s⁻¹, 200 m³.s⁻¹, et 850 m³.s⁻¹. Nous négligeons deux effets difficiles à quantifier : **(1)** la présence d'un petit affluent rive droite quelques kilomètres en aval du front ; **(2)** un possible effet de retenue de l'eau dans la plaine en amont du pont conduisant éventuellement à un écrêtage des crues par rapport aux gorges.

➤ Autres remarques sur Hec-Ras

Les résultats obtenus avec Hec-Ras doivent être pris avec précaution dans le cas des gorges de la Bakeya. Nous ne disposons d'aucun moyen pour calibrer les vitesses du courant. En outre, compte tenu du profil topographique, de l'existence de l'étranglement et du bassin, il est probable que l'hypothèse d'un écoulement uniforme ou très graduellement varié sur une section (modèle 1D) cesse d'être vraie. Nous verrons toutefois que les résultats obtenus semblent cohérents, si l'on accepte une marge d'erreur importante. Par exemple, une erreur de l'ordre d'un mètre sur l'élévation du niveau de l'eau lors des épisodes les plus violents paraîtrait tout à fait satisfaisante.

c Résultat de la modélisation, estimation des hauteurs d'eau dans les gorges

• Hydraulique dans les gorges de la Bakeya

- Variations le long du profil de rivière de la hauteur d'eau, de la vitesse, de la contrainte cisailante

Dans ce paragraphe nous allons présenter une série de graphiques permettant d'identifier en tout point du profil de la Bakeya l'influence des variations de débit (Q), du coefficient de Manning (n), des coefficients de contraction et d'expansion (couple de valeurs C), sur la **largeur du chenal en surface** (w) sur la **hauteur d'eau** (H_{eau}) atteinte dans les gorges, sur la **vitesse moyenne du courant** (U_m), et sur la **contrainte cisailante basale** (τ_{0m}). Ces trois paramètres sont essentiels pour la compréhension des processus d'érosion : la hauteur d'eau permet de préciser les secteurs de berge submergés, la vitesse du courant et la contrainte cisailante servent à prévoir le déplacement des galets dans le chenal. A droite de chaque graphique est rajoutée une « courbe de calibration » pour la section B8-B9.

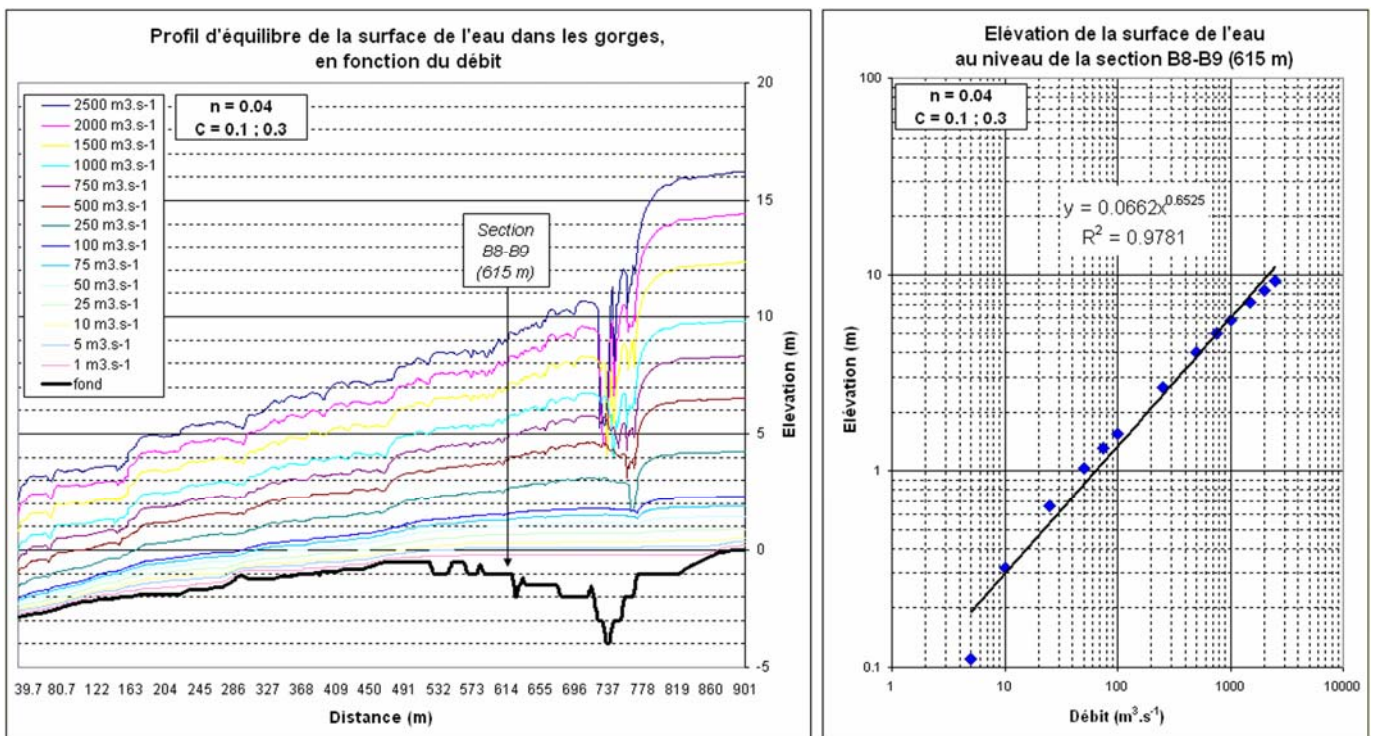


Figure 21 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet des variations de débit.

Le niveau 0 correspond au niveau d'étiage dans le bassin au moment où les relevés topographiques ont été réalisés. Remarquons que ce niveau est atteint pour un débit de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit exactement la valeur mesurée sur le terrain (cf. Chapitre II).

En aval de l'étroiture, la hauteur d'eau dans les gorges décroît régulièrement d'amont en aval quel que soit le débit. En revanche dans la partie la plus amont elle paraît presque stable. Au niveau de l'étroiture une onde stationnaire semble se former pour un débit supérieur à $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, et prendre plus d'ampleur au delà. Cette vague se situerait à la transition entre une zone en écoulement critique (sortie de l'étroiture) et une zone en écoulement sub-critique.

La relation entre le débit et la hauteur d'eau pour une section donnée est proche d'une fonction puissance, ce qui paraît cohérent compte tenu des caractéristiques du modèle (on retombe sur une loi du type Manning-Strickler).

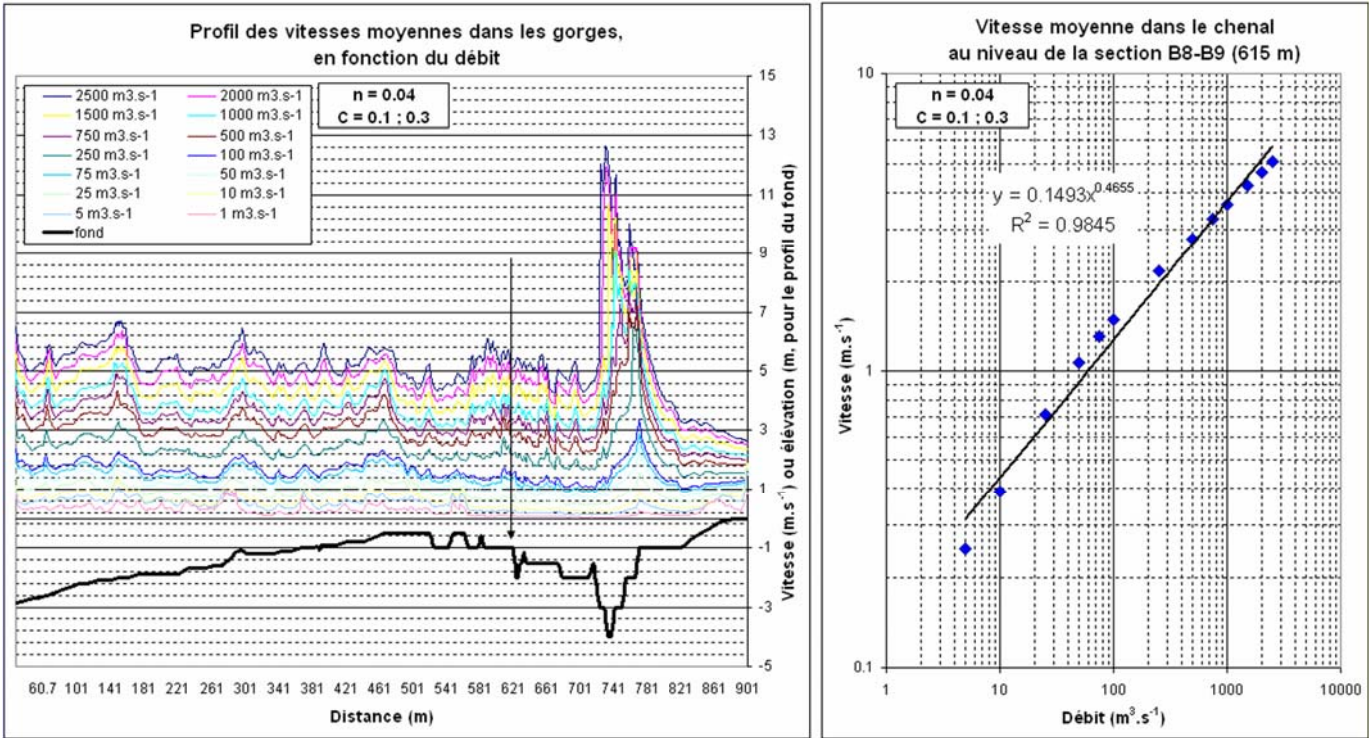


Figure 22 : Vitesse du courant dans les gorges, effet des variations de débit.

Il s'agit de la vitesse moyenne sur une section de rivière. Le profil de vitesse est presque constant en aval de l'étranglement, en légère augmentation vers l'aval. En revanche un pic de vitesse très marqué se situe au niveau de l'étranglement (vitesse multipliée par trois sur un segment d'une centaine de mètre maximum).

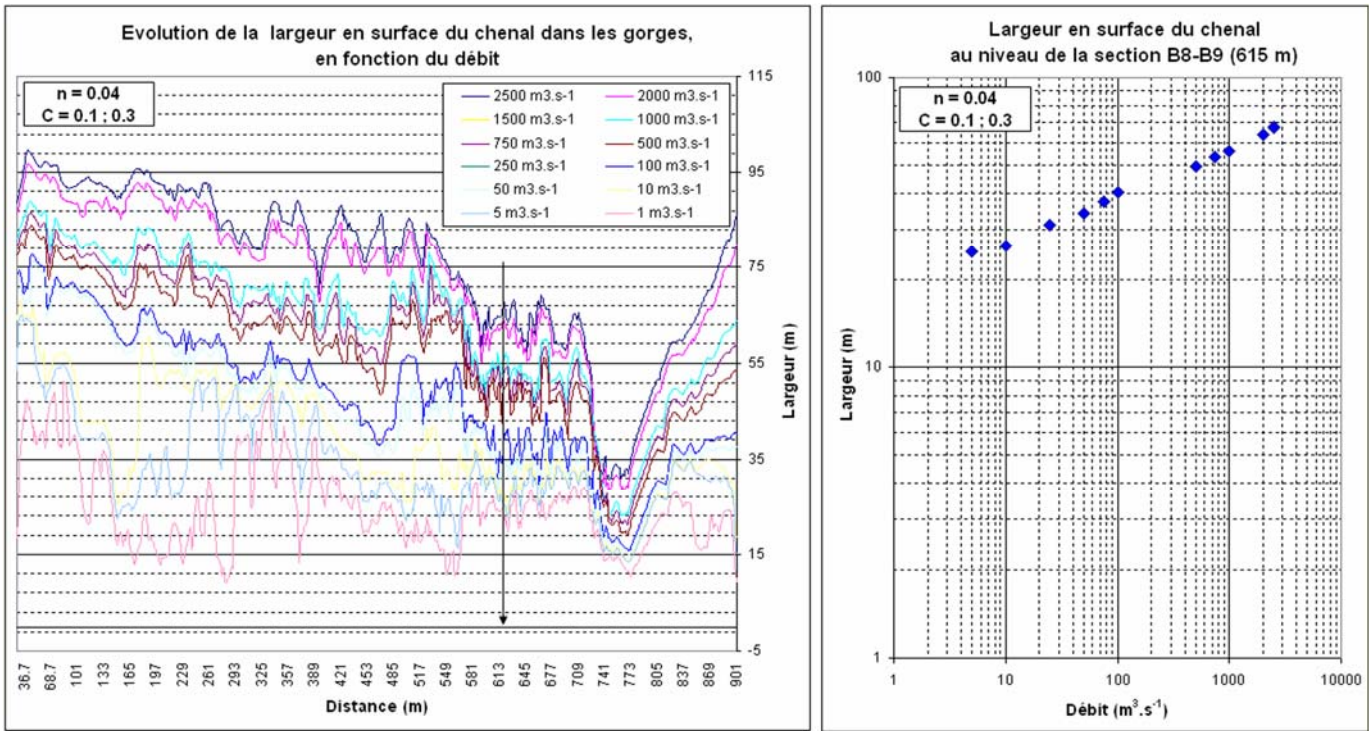


Figure 23 : Largeur de la rivière en surface, effet des variations de débit.

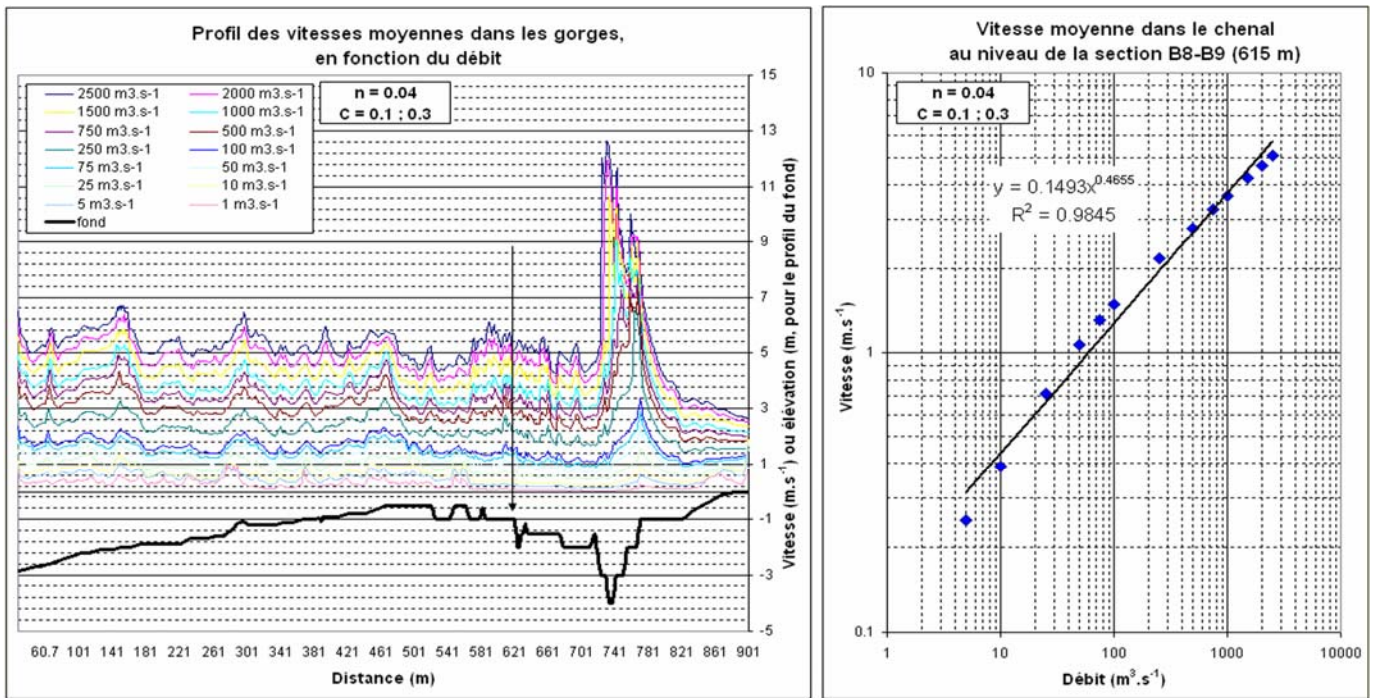


Figure 24 : Contrainte cisailante basale dans les gorges, effet des variations de débit.

Il s'agit de la contrainte de cisaillement basal moyenne sur une section de rivière (« shear stress »). Ce profil ressemble beaucoup au profil de vitesse, mais le pic au niveau de l'étranglement est encore plus marqué (contrainte multipliée par sept sur un segment d'une centaine de mètre maximum). L'augmentation de contrainte devient de plus en plus faible pour des débits de plus en plus importants.

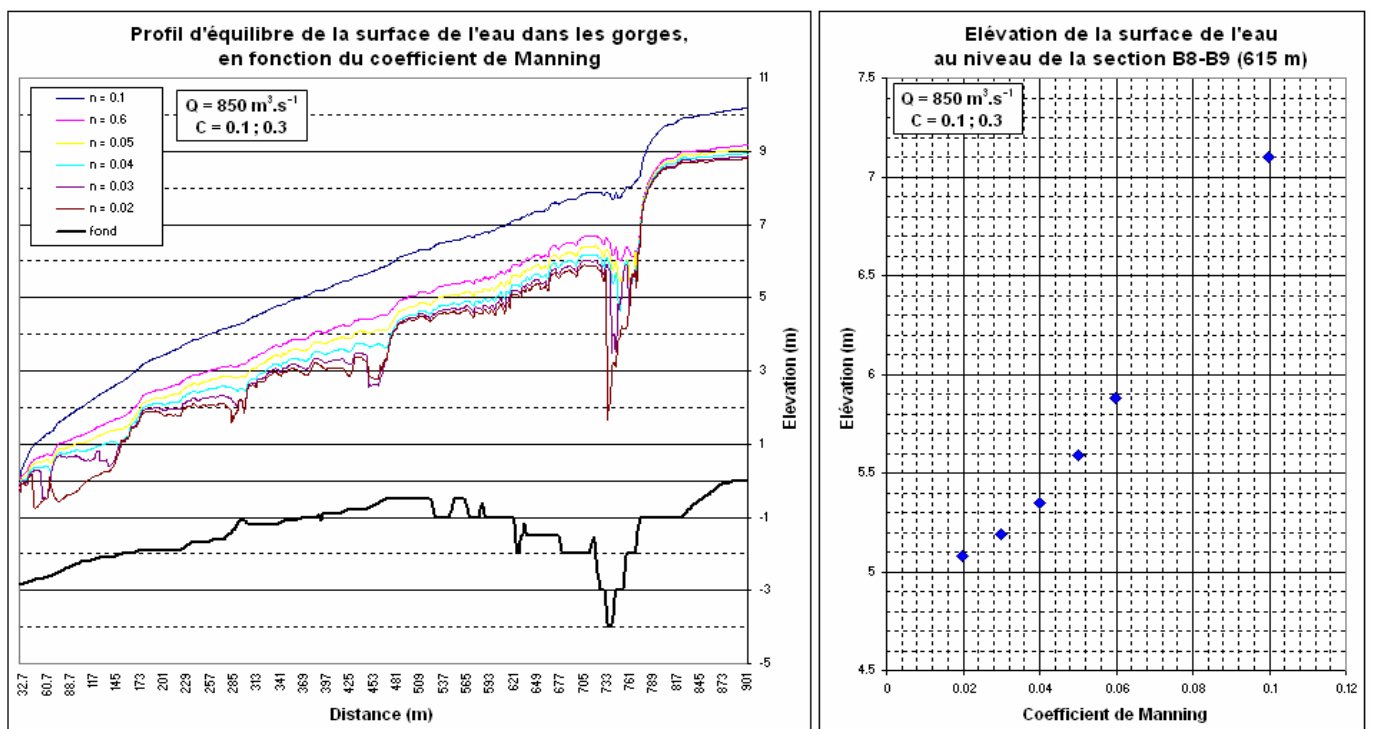


Figure 25 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet du coefficient de Manning.

Plus la rugosité du fond est importante (et donc le coefficient de Manning), plus la perte de charge due aux frottements fait augmenter la hauteur d'eau. En outre la vague stationnaire s'atténue pour de forts coefficients. Dans les gorges de la Bakeya, un coefficient plus faible que 0.03 ou plus fort que 0.055 ne paraît pas raisonnable, le cours étant quasiment rectiligne et relativement peu encombré de gros blocs. Une telle incertitude sur n n'entraîne qu'une variation de 10% sur la valeur de la hauteur d'eau au niveau de la section B8-B9.

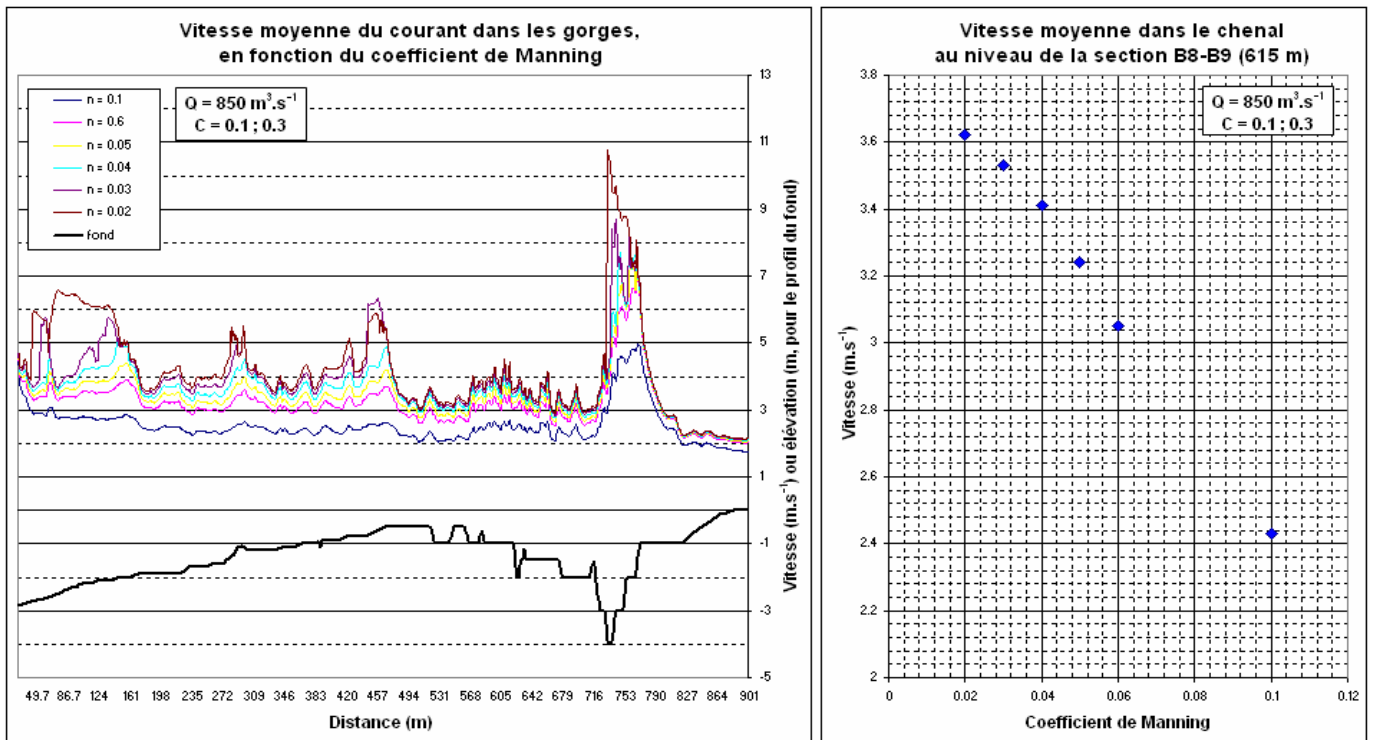


Figure 26 : Vitesse du courant dans les gorges, effet du coefficient de Manning.

L'augmentation de la rugosité fait diminuer la vitesse moyenne du courant, mais cet effet reste limité dans le « bassin » où se trouvent les barres rocheuses instrumentées (variation totale de 10%).

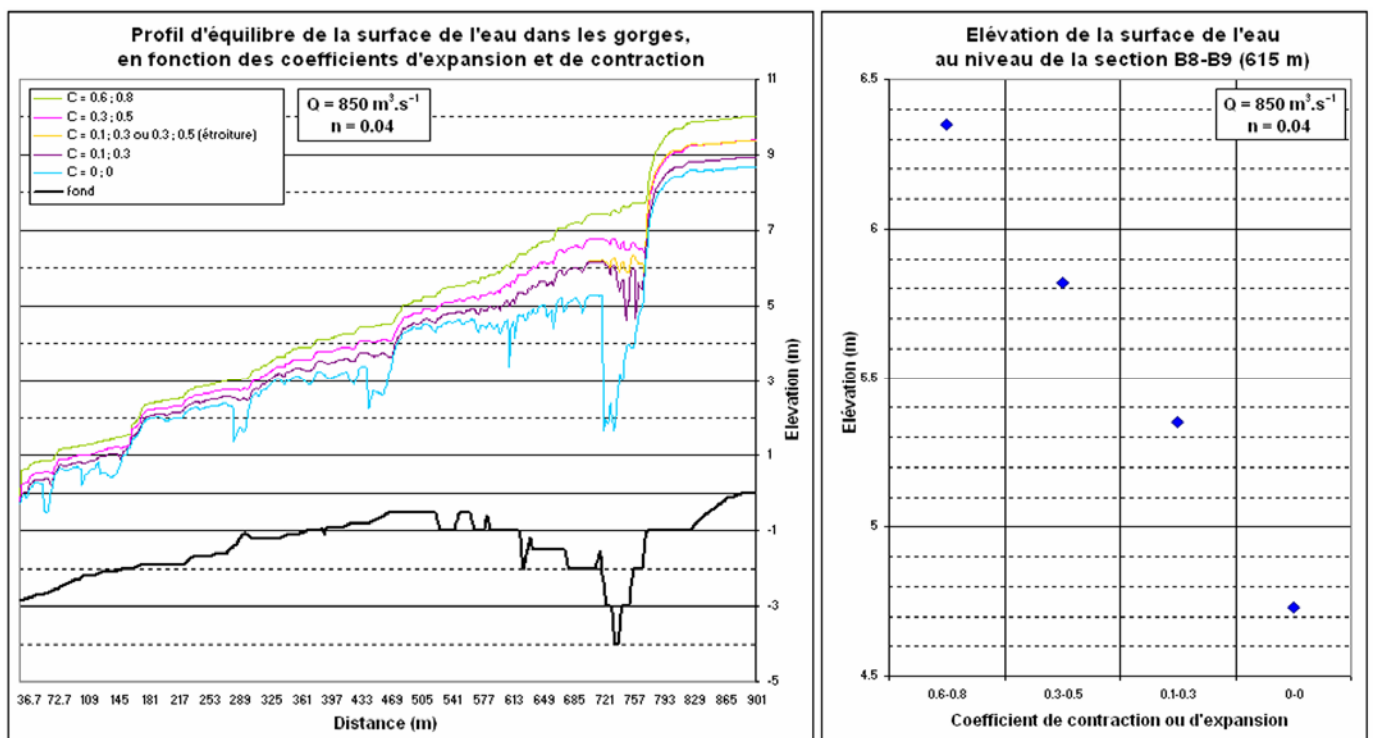


Figure 27 : Hauteur d'eau dans les gorges, effet des coefficients de contraction et d'expansion.

Les coefficients de contraction et d'expansion sont associés en couples. Habituellement ils ne prennent que des valeurs entre 0.1-0.3 et 0.3-0.5. La courbe jaune sur le graphique présente une particularité : des coefficients de 0.3-0.5 ont été attribués entre les sections 700 et 800 (au niveau de l'étréture) tandis que partout ailleurs des coefficients de 0.1-0.3 ont été appliqués. Au niveau de la section B8-B9 la variation totale de hauteur d'eau correspondant à l'incertitude sur la valeur des coefficients est également de l'ordre de 10%.

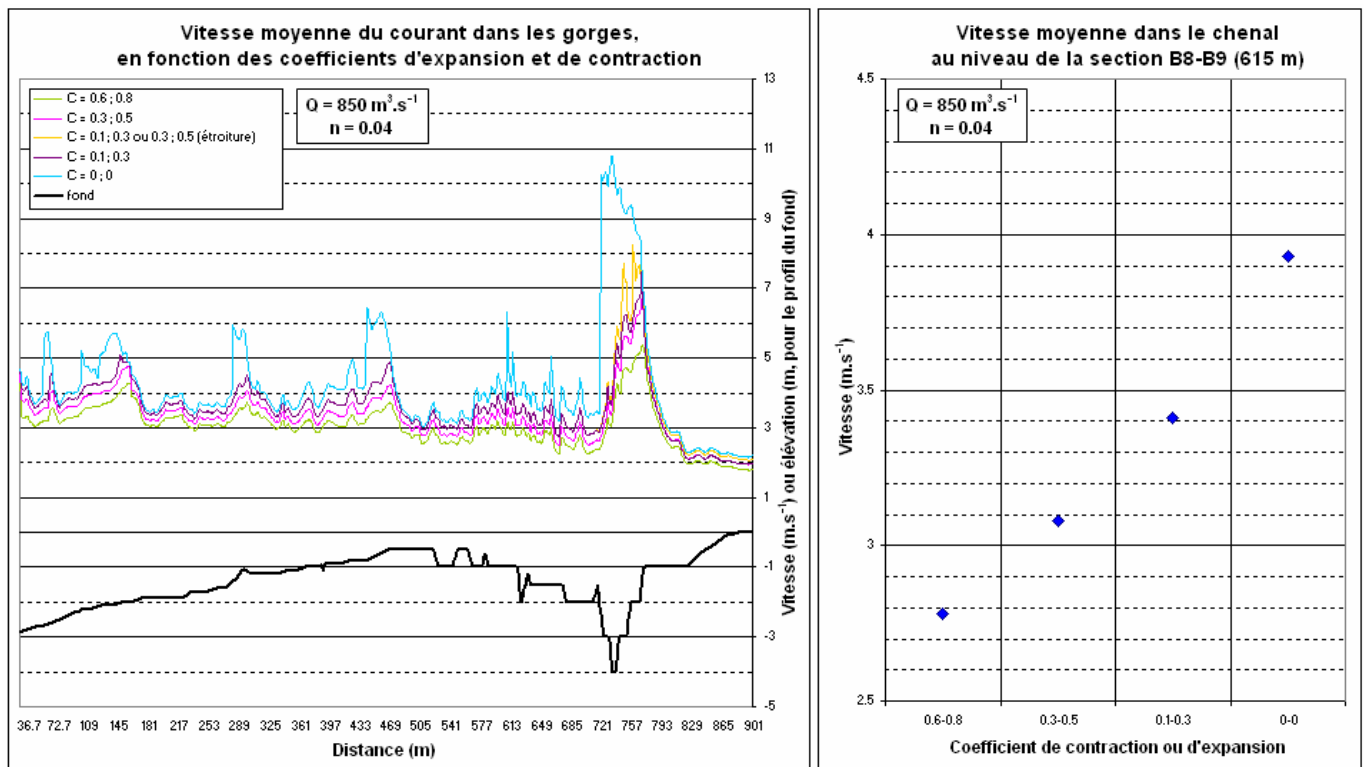


Figure 28 : Vitesse du courant dans les gorges, effet des coefficients de contraction et d'expansion.

• Hydraulique dans les gorges pendant la mousson 2006

Nous avons vu dans le **Chapitre II** que pendant la mousson 2006 la Bakeya a subi 3 crues notables avec un débit maximal supérieur à plus de 100 m³.s⁻¹, le 29 juin (Q_{max} = 700 à 850 m³.s⁻¹), le 26 juillet (Q_{max} = 100 à 115 m³.s⁻¹), et le 11 septembre (Q_{max} = 130 à 160 m³.s⁻¹). Le pic de crue n'a duré à chaque fois que quelques heures. D'après la Figure 21 (p. 258), au niveau des barres rocheuses instrumentées (vers l'abscisse 600 m), un débit de **115 m³.s⁻¹** ne donne qu'une **hauteur d'eau** de 1.5 m au dessus du niveau d'étiage (**U_m max** = 1.4 m.s⁻¹, **τ_{0m} max** = 22 Pa), un débit de **160 m³.s⁻¹** une **hauteur d'eau** de 1.8 m (**U_m max** = 1.6 m.s⁻¹, **τ_{0m} max** = 29 Pa), et un débit de **850 m³.s⁻¹** une **hauteur d'eau** de 5.4 m (**U_m max** = 3.4 m.s⁻¹, **τ_{0m} max** = 112 Pa). Malheureusement nous ne sommes pas en mesure de fournir une marge d'incertitude sérieuse sur ces valeurs, notamment pour la plus forte crue.

Finalement le profil B9 le plus élevé (4.7 m) n'aurait été entièrement submergé qu'une seule fois. En outre le niveau +1.5 m où ont été observées les traces d'érosions les plus élevées (en dehors du site B14) n'aurait été couvert d'eau que pendant une centaine d'heures au maximum (Figure 30). **Ces éléments laissent penser que seule la grande crue du 29 juin a pu causer une érosion notable des berges**, tous les autres événements étant probablement inefficaces. Les caractéristiques de cette crue sont rapportées sur la Figure 29.

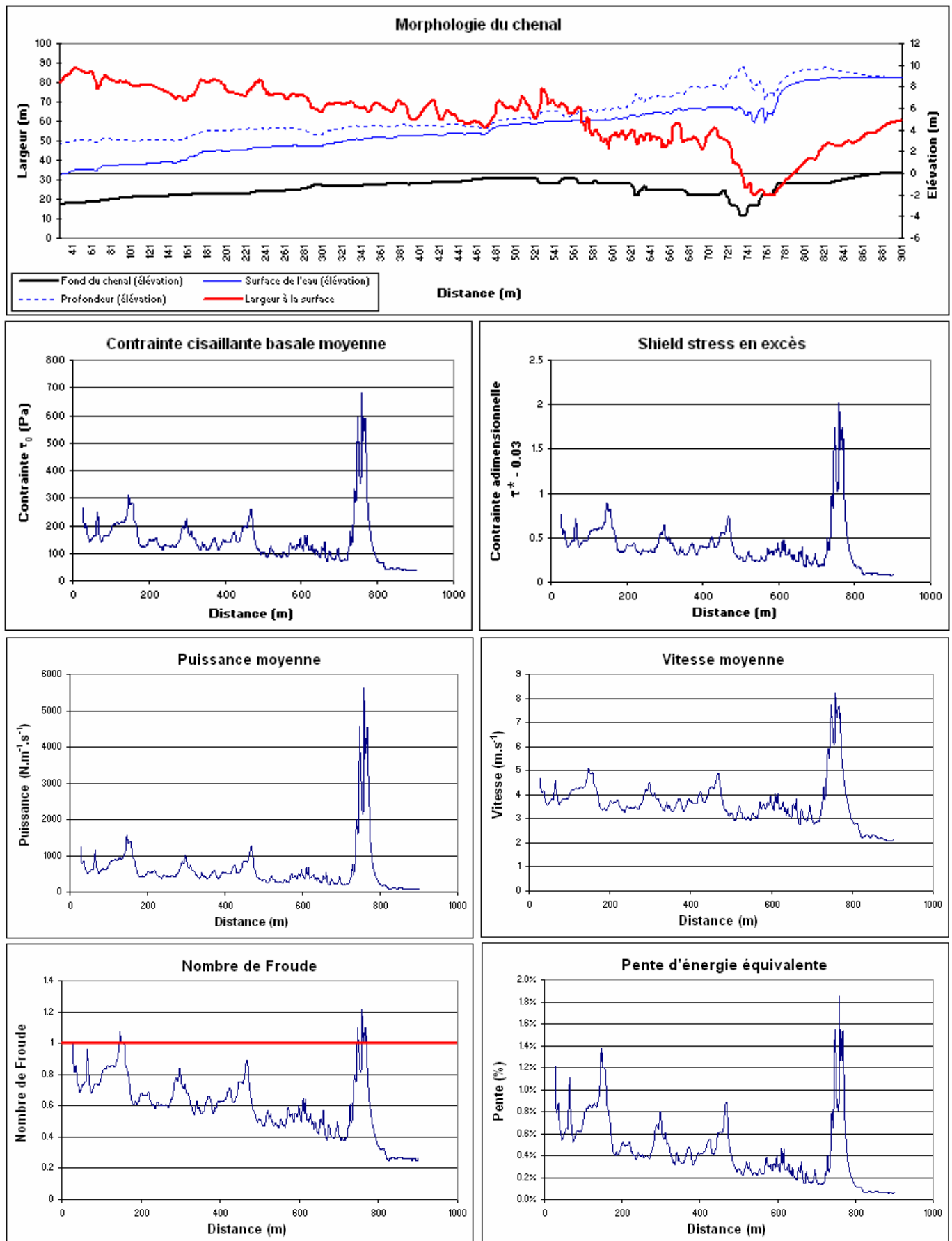


Figure 29 : Hydraulique dans les gorges lors du pic de crue du 29 juin 2006 ($850 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

(Légende de la Figure 29)

Ces graphiques ont été obtenus pour un débit $Q = 850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, un coefficient de Manning $n = 0.04$, des coefficients de contraction et d'expansion $C = 0.1 ; 0.3$. Le « Shield stress » a été calculé à partir de la contrainte cisailante basale pour une masse volumique des sédiments $2700 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et de l'eau $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, et une granulométrie $D50 = 0.04 \text{ m}$.

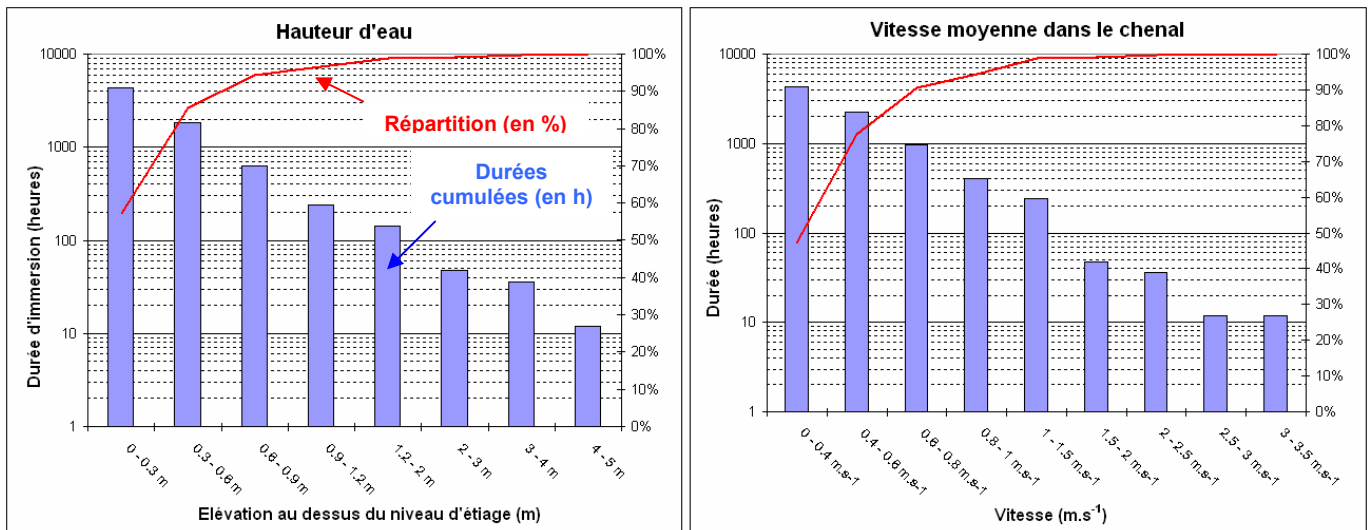


Figure 30 : Hauteur d'eau et vitesse du courant durant la mousson 2006 au niveau de la section B8-B9.

La hauteur d'eau et la vitesse ont été calculées au niveau de la section B8-B9 dans les gorges à partir des débits mesurés sous le pont de Nijgad, **grâce aux courbes d'étalonnage de la Erreur ! Source du renvoi introuvable. et de Figure 22.** Un histogramme comparable est obtenu pour la contrainte cisailante basale (courbe d'étalonnage de la Figure 24). La durée totale de surveillance des débits dans la Bakeya est de 4292 heures du 7 mai 2006 au 1 novembre 2006.

L'histogramme de gauche indique la **durée d'immersion** par tranche d'élévation au dessus du niveau d'étiage, celui de droite donne l'occurrence des **vitesse moyennes** dans le chenal (en heures).

Notons que les valeurs extrêmes atteintes lors des pics de crue ne sont pas prises en compte.

• **Validation du modèle à partir des laisses de crues exceptionnelles**

➤ **Mesure des laisses de crues**

Pour valider notre modèle d'écoulement dans les gorges et tenter d'aller plus loin dans l'interprétation des crues exceptionnelles, nous avons tenté d'exploiter les **laisses de crues** visibles dans les gorges. Sur les photographies des gorges de la Bakeya présentées dans ce chapitre (Figure 6) ainsi que sur le grand panorama en Annexe, les traces de crues très importantes sont bien visibles sur les hautes berges. La roche reste complètement à nu et polie par l'érosion fluviale largement au dessus du niveau présumé atteint par la rivière en 2006 : par exemple la végétation n'apparaît que 10 m au dessus du niveau d'étiage près du profil B9, contre une hauteur d'eau maximale modélisée pour la crue de $850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ du 29 juin 2006 de 5.4 m seulement. Notons que la (les) crue(s) responsable(s) doit (doivent) être récente(s), les marques restant encore relativement fraîches sur les berges (éventuellement moins de 10 ans, mais nous n'avons pas de données sur la vitesse de recolonisation par la végétation).

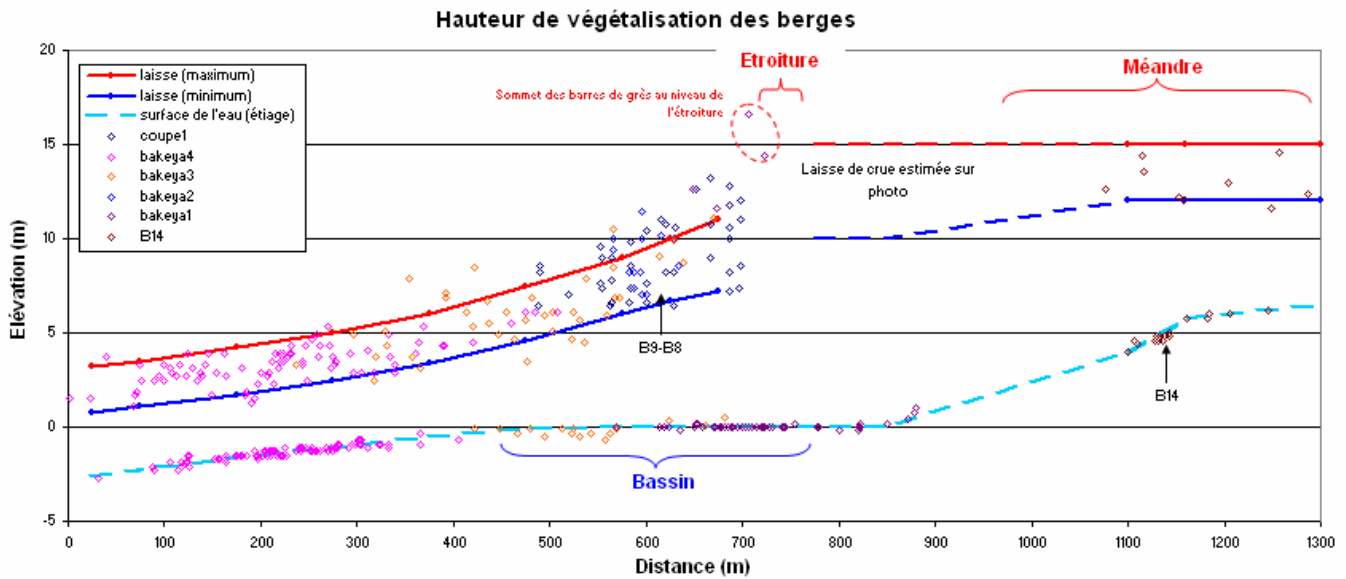


Figure 31 : Mesure des laisses de crue dans les gorges de la Bakeya.

Nous avons mesuré avec le distancemètre laser l'élévation à laquelle la végétation apparaît sur les berges du chenal. Nous sommes également servi de photographies, notamment entre le point B14 et l'étréture où aucune mesure directe n'a été faite. Les différents groupes de points signalés en légende (coupe1, bakeya4, et cætera) correspondent aux différents points de mire utilisés pour la mesure au distancemètre laser (cf. p. 252).

La position de ce (ou ces) niveau(x) n'est pas évidente à mesurer exactement : le laisses ne forment pas une transition nette sur les berges (Figure 31). Elles apparaissent plus élevées sur les faces exposées des grandes dalles, et plus basses de deux à trois mètres sous les surplombs protégés. Localement les flots ont pu épargner une partie de la végétation, tandis qu'à d'autres endroits des petits glissements ont pu emporter le sol au dessus de la ligne des eaux. Malgré cette imprécision les mesures systématiques que nous avons effectuées au distancemètre laser donnent des indications très intéressantes sur la diminution progressive de **la surface d'équilibre de l'eau** le long du profil lors des crues extrêmes :

(1) En amont de l'étréture, la surface reste presque constante autour de l'altitude +12 à +15 m sur plusieurs centaines de mètres et même loin en amont du point B14 (altitude absolue, l'élévation réelle des laisses au dessus du lit n'est que de 5 à 8 m vers B14). Ce niveau correspond approximativement à la surface de la grande barre de méandre (Figure 4, Figure 6). Cette observation est la preuve tangible que l'étréture fait réellement barrage à la rivière lors des grandes crues.

(2) Tout de suite en aval de l'étréture la surface chute et devient plus difficile à identifier sur une cinquantaine de mètres. Cette chute du niveau est à associer au trou d'eau de plus de 4 mètres située au niveau le plus étroit.

(3) Plus loin en aval la laisse de crue redevient bien visible. Elle apparaît symétrique sur les deux berges et diminue progressivement vers l'aval se situant de 8 à 10 m vers B9 à 6 à 8 m 100m plus en

aval vers B10, le niveau d'étiage étant presque identique entre les deux points. Cette diminution est encore plus prononcée en tenant compte de la diminution de la profondeur de la rivière vers l'aval vers la sortie du bassin.

- Comment exploiter la laisse de crue dans Hec-Ras ?

La mesure de la laisse de crue a trois intérêts :

(1) Confirmer la capacité du modèle à reproduire l'hydraulique des gorges de la Bakeya à partir du MNT fourni, et donc indirectement valider les modèles de crue pour la mousson 2006. Notons que ce point a déjà été vérifié pour le niveau d'étiage, le niveau d'eau à 0 m dans le « bassin » prévu par Hec-Ras étant exactement en accord avec les mesures sur le terrain pour un débit de $5\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ estimé indépendamment (voir le Chapitre II et la Figure 5, p. 233).

(2) Valider les coefficients de Manning, de constriction, et de dilatation utilisés.

(3) Avoir une idée du débit instantané extrême dans les gorges de la Bakeya.

- Conclusions sur la laisse de crue

Tout d'abord, Hec-Ras arrive à reproduire assez bien les laisses de crue observées sur le terrain, du moins en aval de B13 et en amont de l'étranglement (Figure 32). **Les meilleurs résultats sont obtenus pour un débit de $1000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à $2500\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec un coefficient de Manning de 0.4 et des coefficients de constriction et dilatation de 0.1 et 0.3.**

Il apparaît plus difficile de contraindre le modèle sur le segment situé de l'étranglement à une centaine de mètre en aval, les hauteurs d'eau modélisées devenant assez nettement inférieures aux traces de laisses. Nous pouvons avancer quelques raisons : (1) le niveau de laisse est plus difficile à identifier sur le terrain à cet endroit ; (2) le modèle prévoit l'apparition d'une énorme vague stationnaire due à une transition critique / sous critique sans doute difficile à modéliser, Hec-Ras est sans doute poussé à ses limites, la marge d'erreur sur le résultat doit être assez importante ; (3) l'hydraulique de ce secteur est extrêmement sensible à la géométrie de l'étranglement, qui n'a pas pu être définie suffisamment précisément sur le terrain avec le distancemètre laser ; (4) le niveau de la surface des sédiments sur le fond du canal est mal connu, il varie certainement pendant les crues (diminution ou augmentation selon le flux de sédiments transporté), et le niveau du bedrock est inconnu sur cette section ; (5) les coefficients de Manning, d'expansion et de contraction pourraient être fortement augmentés au débouché de l'étranglement (rugosité importante des grandes dalles transverses et variations de largeur rapides, d'où des pertes de

charge plus importantes que prévu sur ce segment). De toute façon on remarquera que l'écart entre les courbes ne dépasse pas 1 m à 1,5 m dans le pire des cas, et que cette incertitude du modèle n'a qu'un effet limité sur l'hydraulique des segments de gorges instrumentés, situés un peu plus en aval.

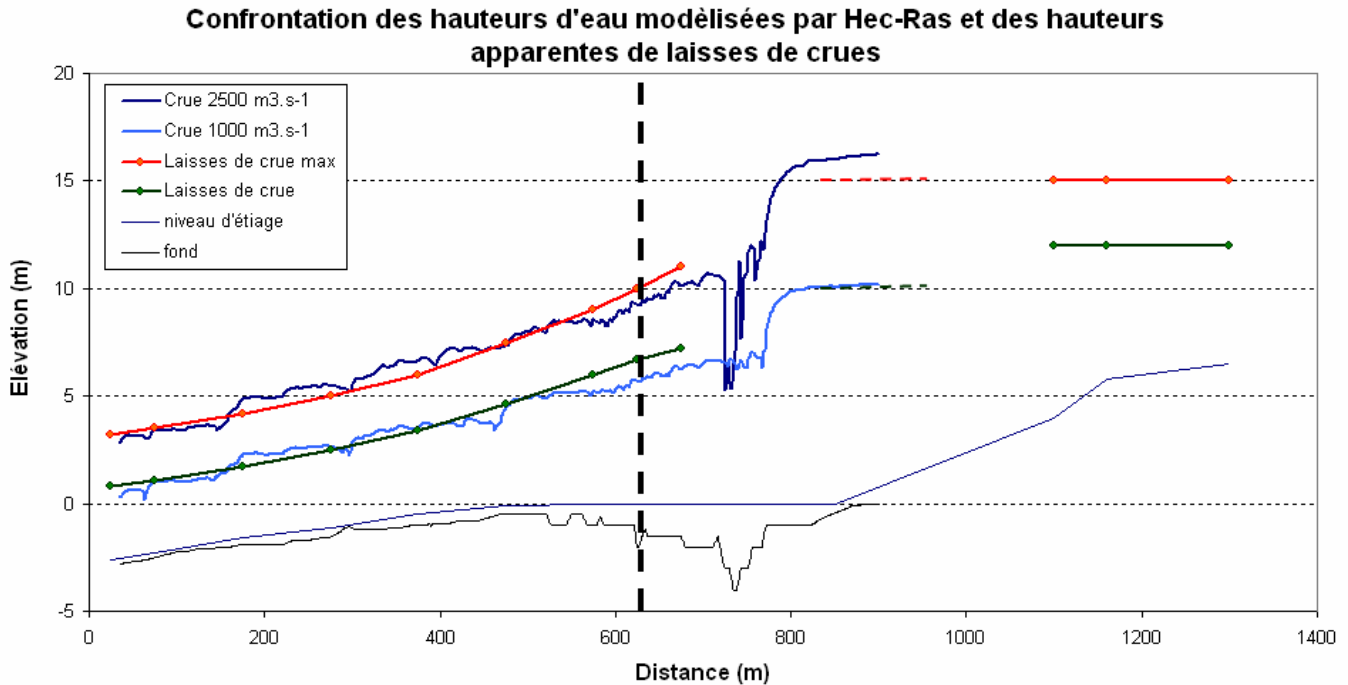


Figure 32 : Confrontation du modèle aux hauteurs de laisse de crue mesurées sur le terrain.

Les deux modèles de crue ont été obtenus pour des débits de 1000 et $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, un coefficient de Manning de 0.04 , des coefficients d'expansion et de contraction de 0.1 et 0.3 respectivement. Nous avons utilisé des paramètres hydrologiques constants le long des gorges pour simplifier le modèle, mais l'application de coefficients très élevés localement au niveau du bassin permettrait de rehausser sensiblement le niveau de l'eau dans le bassin (en aval de l'étranglement), sans affecter la ligne d'eau en amont de l'étranglement. Néanmoins il paraît irraisonnable de vouloir faire correspondre exactement le modèle aux laisses de crues observées, compte tenu des incertitudes mal définies et des limites du modèle. La solution proposée sur cette figure est déjà satisfaisante. Pour connaître les paramètres hydrauliques correspondant à de tels débits, se référer aux abaques de la Figure 21, de la Figure 22, et de la Figure 24 (p. 258 à 260).

Un débit instantané extrême de l'ordre de $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ paraît tout à fait raisonnable compte tenu des caractéristiques climatiques et topographiques de la région. D'après la Figure 7 du Chapitre II, un tel débit aurait une occurrence de 15 à 40 ans (avec une mesure de débit par tranche de 12h). En appliquant un modèle exponentiel d'amortissement pour une crue monophasée (cf. Figure 7 du Chapitre II), on obtiendrait un volume d'eau total de 4.4E^{+07} à $2.1\text{E}^{+08} \text{ m}^3$ transitant dans les gorges selon le coefficient d'amortissement choisi (d'après la gamme de coefficients observés durant la mousson 2006), soit une pluviométrie moyenne sur le bassin en 24 h de 100 à 600 mm. Ces estimations plus qu'approximatives ont au moins le mérite de confirmer qu'un tel épisode de crue est tout à fait possible. Rappelons que la crue de 1993 du bassin plus étendu de la Bagmati résultait de pluies supérieures à 300 mm en moins de trois jours sur le Mahabarat et les Siwaliks, avec localement des pics à plus de 500 mm en 24h. L'analyse de Fort [1997] envisage une période de retour de plus de 60 ans pour cet épisode.

Toutefois, un autre point doit attirer notre attention : les crues catastrophiques de la Bakeya pourraient également suivre la rupture de barrages temporaires formés par des glissements de terrain de grande ampleur. Le dernier en date s'est produit pendant la mousson 2005 vers l'entrée des gorges 5 km en amont du site instrumenté [Figure 33]. Toutes les boucles de la Bakeya ont été le théâtre d'autres glissements importants dans un passé récent : dans ses coudes la rivière vient saper la base des bancs, et déstabilise tous les versants (y compris les versants nord pourtant moins abrupts, les bancs à pendage nord glissant sur les lits argileux). Toutefois nous ne connaissons ni l'intensité ni la durée des ondes de crue résultantes.



Figure 33 : Photos du glissement de terrain majeurs de 2005 dans les gorges de la Bakeya.

Ce glissement a formé un petit lac temporaire très rapidement purgé. Quelques mois plus tard les matériaux meubles et essentiellement fins qui le composaient ont déjà été largement érodés par la rivière. La distance de la loupe d'arrachement à la pointe dépasse 450 m.

3 Profils de concentration et de flux des sédiments en suspension, distribution verticale des particules (Loi de Rouse)

Dans le flux d'eau les particules les plus grossières restent sur le fond du chenal (charge de fond), où elles sont charriées et rebondissent sur la roche (saltation), tandis que les plus fines voyagent en suspension. Grosso modo plus on s'élève dans la colonne d'eau plus la concentration relative en sédiments diminue et plus les sédiments sont fins. Les variations de concentration des sédiments en suspension en fonction de leurs tailles peuvent être approximées par le profil théorique de l'équation de Rouse [1937]³ (Figure 34, Équation 4), à partir des données obtenues sur l'hydraulique de la rivière dans les paragraphes précédents.

³ ADDENDUM. La loi de Rouse repose sur une équation de type advection-diffusion : elle a été développée pour déterminer la concentration des particules fines dans un flux d'eau, et à priori elle n'est valable que pour un nombre de Stokes faible ($<< 1$) [Chauchat, 2007]. Notre emploi de cet loi sur une mixture de sédiments fins et grossiers (pluri centimétriques) peut donc paraître inappropriée. Toutefois la validité de notre hypothèse semble confirmée en première approximation par les observations de J. Lavé et M. Attal sur les concentrations verticales de particules grossières dans le canal circulaire (Chapitre III) : la trajectoire des galets et graviers filmée à travers un hublot dans la cuve, puis analysée statistiquement [Attal, 2003], semble en accord avec la loi de Rouse. Dans l'avenir, d'autres pistes comme celles proposées par Wilcock et Crowe [2003] devront être explorées pour valider notre modèle.

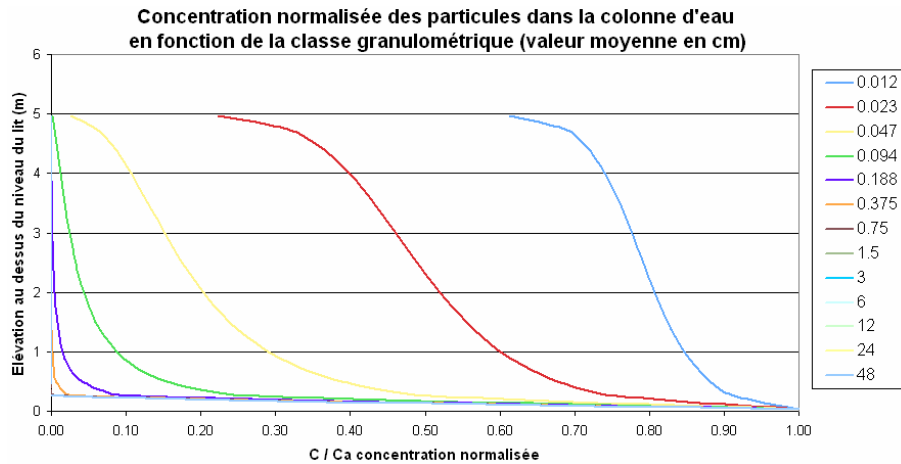


Figure 34 : Concentration normalisée en particules dans la colonne d'eau.

C et C_a sont des concentrations en particules explicitées dans la légende de l'Équation 4. Chaque courbe correspond à une classe granulométrique (la valeur donnée dans la légende est la moyenne des bornes de la classe, en cm). Ces concentrations ont été calculées pour les gorges de la Bakeya (crue du 29 juin 2006). Les particules de plus de deux millimètres voyagent presque exclusivement par charriage dans la charge de fond.

$$\frac{C(D, z)}{C_a(D)} = \left(\frac{h - z}{z} * \frac{a}{h - a} \right)^P$$

avec $P = \frac{w_s(D)}{\kappa * u^*}$ et $u^* = (g * R * S_e)^{1/2} = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$

Équation 4 : Distribution verticale et flux des particules en suspension (loi de Rouse).

$C(D, z)$ est la concentration en particules de granulométrie D , à la hauteur z au dessus du fond de la rivière.

$C_a(D)$ est la concentration maximale en particules de granulométrie D au sommet et à l'intérieur de la couche de charge de fond. La concentration étant supposée constante dans cette couche.

Le rapport $C(D, z) / C_a(D)$ donne donc une concentration adimensionnelle (valeur <1).

a est l'épaisseur de la couche de charge de fond, considérée en général comme égale à $2 * D$. Sur cette faible épaisseur les grosses particules ne sont pas en suspension mais sont charriées sur le fond.

h est la hauteur totale de la tranche d'eau (au dessus du fond).

$w_s(D)$ est la vitesse de chute d'une particule de granulométrie D dans l'eau au repos (il existe différentes formules : Dietrich [1982], Camenem [2007], et cætera).

κ est la constante de von Karman (= 0.4)

u^* est la vitesse de cisaillement basale moyenne.

g est l'accélération de la gravité à la surface de la Terre.

R est le rayon hydraulique.

S_e est la pente d'énergie.

τ_0 est la contrainte cisailante basale (donnée par Hec-Ras).

ρ est la masse volumique du fluide (1000 Kg.m⁻³).

Classiquement, la concentration $C_a(D)$ est estimée à partir d'une loi de capacité de transport des sédiments, mais c'est impossible dans les gorges de la Bakeya, car l'utilisation de ces lois n'est valable que sur une rivière à fond non cohésif (CAD non consolidé). Par contre, nous connaissons le flux total de

sédiments par classe de taille $\phi_s(D)$ entrant dans les gorges (cf. chapitre II)⁴. En négligeant les variations latérales de vitesse de fluide et de concentration, nous pouvons écrire (Équation 5) :

$$\phi_s(D) = f(D) * \phi_s = W \int_{z=0}^h C(D, z) * Ug(z).dz = W * C_a(D) * \int_{z=0}^h C^*(D, z) * Ug(z).dz = W * C_a(D) * \chi(D)$$

donc $C_a(D) = \frac{\phi_s(D)}{W * \chi(D)}$

Équation 5 : Calcul de la concentration de la charge de fond $C_a(D)$.

$\chi(D)$ est le noyau intégral. Il ne dépend que de D , h et U et peut se calculer numériquement.

W est la largeur de la rivière.

$Ug(z)$ est la vitesse des galets à une élévation z au dessus du fond. Nous supposons que les particules **en suspension** se déplacent à la même vitesse que le fluide. Sur le fond du chenal en revanche les grosses particules se déplacent **par charriage et saltation** à une vitesse moyenne de 60-70% de la vitesse du fluide, comme nous l'observons dans le dispositif expérimental de simulation de « l'érosion » (Chapitre III). Quant au profil vertical de vitesse du fluide dans la rivière, il est calculé à partir de la "loi du mur" ou relation de Keulegan (Équation 6).

$$\frac{u_H(z)}{u_*} = 2.5 * \ln\left(11 * \frac{R}{1.5 * D_{90}}\right)$$

Équation 6 : Profil vertical de vitesse du fluide dans la rivière (loi du mur).

u_H correspond à la composante horizontale de la vitesse moyenne de l'eau à une élévation z au dessus du fond.

R est le rayon hydraulique

D_{90} est le 90^{ème} centile de la charge sédimentaire, il caractérise la granulométrie des particules grossières (Chapitre II).

L'Équation 5 permet de calculer la concentration de la charge de fond $C_a(D)$, et donc $C(D, z)$ à partir de l'Équation 4, puis le **flux massique de sédiment $\phi(Q, D, z)$** sur l'ensemble de la colonne d'eau. **$\phi(Q, D, z)$** s'exprime par le produit de la **concentration** et de la **vitesse des particules**.

⁴ Il est à noter ici que nous négligerons le flux de silts et de sables issus de la désintégration et de l'érosion des grès Siwaliks. Tout d'abord ce flux est difficile à estimer pour un événement pluvieux donné, et surtout les fractions fines n'ont pas un impact marqué sur l'érosion totale. Le rôle potentiel des particules fines dans les processus d'érosion fluviale sera évoqué plus loin.

C. Modélisation de l'abrasion du lit rocheux

En l'état actuel de nos connaissances sur les processus d'érosion et l'hydrodynamique dans les gorges, est-il possible de modéliser l'érosion observée sur le terrain dans le bassin de la Bakeya ? Pour répondre à cette question nous avons élaboré des modèles simples basés sur des **lois d'érosion expérimentales** (travaux de J. Lavé, et A. Whittaker), et sur des **valeurs d'érodabilité** (Chapitre III) déduites indirectement par le rebond de Schmidt (sur le terrain) ou directement par abrasion de galets façonnés (dans le petit dispositif expérimental). Deux approches distinctes sont envisagées : **(1)** la première concerne l'érosion des berges à petite échelle et à court terme (barre rocheuse B9), c'est à dire durant la mousson 2006 ; **(2)** la seconde vise à estimer l'incision du fond dans l'ensemble des gorges à court et moyen terme.

1 Modélisation de l'érosion des berges sur les barres instrumentées

- **Principe du modèle**

Le modèle est une section de chenal unique très simplifiée, avec un traitement en une dimension : les vitesses et les concentrations de sédiment ne varient pas latéralement mais seulement verticalement. Nous procédons en plusieurs étapes :

(1) Tout d'abord la concentration en particule est calculée pour chaque classe granulométrique et pour chaque tranche d'élévation au dessus du niveau du lit, sur le modèle de la loi de Rouse (cf. « Profils de concentration et de flux des sédiments en suspension, distribution verticale des particules (Loi de Rouse) », p. 268).

(2) Pour chaque classe granulométrique et pour une élévation donnée au dessus du lit, l'abrasion causée par ce type de particule est calculée à partir d'une loi d'érosion expérimentale élaborée à partir d'expériences sur le petit dispositif expérimental de simulation de l'érosion (communications personnelles de Jérôme Lavé, voir aussi le Chapitre III).

(3) Les érosions causées par différentes classes granulométriques sont additionnées pour une élévation donnée, **nous obtenons ainsi un profil d'érosion en fonction de l'élévation au dessus du niveau du lit**. Il est également possible d'intégrer les érosions obtenues sur plusieurs crues successives, simplement en appliquant la loi de distribution annuelle des débits obtenue dans le Chapitre II. En fait, au cours de la mousson 2006, seule la crue majeure de fin juin a produit une érosion significative d'après les calculs qui suivent.

L'érosion en un point d'une barre sur les flancs du chenal de la gorge de la Bakeya, situé à une élévation z au dessus du fond du chenal s'écrit (Équation 7) :

$$E(z, L, \theta) = \int_Q \int_D f_1(Q) * \varphi(Q, D, z) * \varepsilon(L, D, U_g(Q, z), \theta) * \sin(\theta). dD. dQ$$

Équation 7 : Calcul de l'érosion des barres rocheuses de la Bakeya.

$E(z, L, \theta)$ est l'érosion totale normale à la surface, comparable à celle que nous avons mesuré sur le terrain. Elle est définie pour une élévation z au dessus du fond de la rivière.

L symbolise l'influence de la lithologie de la barre rocheuse sur l'érosion.

θ l'angle que fait la face mesurée de la barre par rapport à une ligne de courant moyenne (« pente apparente »).

$f_1(Q)$ est la loi de distribution des débits Q (débits instantanés).

$\varphi(Q, D, z)$ est le flux massique de sédiments en **suspension** / **saltation** dans la fraction granulométrique D à une élévation z , c'est-à-dire le résultat de la **loi de Rouse**.

D est la granulométrie d'une classe de sédiments.

$\varepsilon(\dots)$ est l'**érosion unitaire** (exprimée en mm par unité de flux massique) estimée expérimentalement.

$U_g(Q, z)$ est la vitesse des galets dépendant du débit et de l'élévation considérée.

Les termes seront explicités par la suite.

La relation est intégrée en terme de débit et de classe granulométrique.

Les données sources à intégrer au modèle sont : **(1)** le débit et la loi de distribution des débits (cf. Chapitre II), **(2)** la largeur, la hauteur d'eau dans le chenal pendant la crue, la contrainte cisailante basale, et la pente du chenal (issu du MNT et du modèle Hec-Ras), qui permettent de calculer le profil vertical de vitesse moyenne⁵ (en sortie de Hec-Ras) ; **(3)** la charge sédimentaire totale (flux) ainsi que le spectre granulométrique de la charge sédimentaire et son D50 (cf. Chapitre II) ; **(4)** les différentes composantes de la « loi d'érosion unitaire » $\varepsilon(\dots)$ (voir le paragraphe suivant), **(5)** et enfin l'érodabilité locale (cf. Chapitre III) et l'angle que fait la surface étudiée par rapport à la direction principale du flot.

• Calibration de la loi d'érosion, définition de l'érosion unitaire

Les données présentées dans ce paragraphe ont été obtenues par Jérôme Lavé et plusieurs de ses étudiants ayant utilisé les deux dispositifs expérimentaux de simulation de l'érosion (les modèles analogiques décrits dans le Chapitre III).

➤ Effet de la lithologie, base théorique

Tout d'abord nous supposons que les dynamiques d'érosion **galets-contre-galets** et **galets-contre-substrat** sont les mêmes, ce qui permet de transposer directement les résultats d'érodabilités K^i obtenues par l'abrasion de galets façonnés (cf. Chapitre III) à « l'érodabilité » ou « érosion unitaire » ε^i

⁵ Les profils verticaux de vitesse sont recalculés (Équation 6, p. 270), la vitesse moyenne donnée par Hec-Ras pour l'ensemble du chenal peut servir à caler le modèle.

d'un substrat constitué de la même lithologie. Cette hypothèse poserait éventuellement problème si nous considérons l'abrasion d'un fond plat : dans ce contexte une grande partie des impacts est tangentielle à la surface (abrasion par rayure), alors que les chocs de galets entre eux intègrent des phénomènes sur un plus large spectre d'angles d'impact (voir le paragraphe suivant « Incision potentielle du fond du chenal, effet de couverture », p. 276). Comme nous nous intéressons ici à des chocs très obliques sur les barres proéminentes des rives, il n'y a pas de raison que l'abrasion des galets de grès par une mixture de galets de cristallin (cf. Chapitre III) ne nous donne pas une bonne échelle relative de l'érodabilité des différentes lithologies gréseuses de la gorge.

Par ailleurs, les expériences pour déterminer le rôle de l'angle ou de la vitesse sur l'intensité de l'érosion ont été réalisées pour une bonne part avec un grès des Apennins, c'est à dire une lithologie au comportement comparable aux grès Siwaliks (en termes d'érosion). Sa résistance est dans la gamme de celles mesurées par nos soins dans les grès Siwaliks inférieurs de la Bakeya. Pour tous les calculs d'érosion, l'érosion unitaire des différentes lithologies est alors estimée par une simple règle de trois à partir de cette lithologie de référence (Équation 8) :

$$\varepsilon^i(U_g, D, \theta) = \frac{K^i_{(D=2cm, U_g=0.7ms^{-1})}}{K^0_{(D=2cm, U_g=0.7ms^{-1})}} \varepsilon^0(U_g, D, \theta)$$

Équation 8 : Erosion unitaire d'une lithologie « i » calculée par une règle de trois, à partir des érodabilités mesurées, en se basant sur une lithologie de référence.

ε^i est l'érosion unitaire que nous cherchons à calculer pour un grès Siwaliks « i », ε^0 est l'érosion unitaire connue de la lithologie de référence « 0 » utilisée expérimentalement.

U_g est la vitesse des galets (0.6 à 0.9 m.s⁻¹ dans le petit dispositif, 0.7 à 3.0 m.s⁻¹ dans le grand dispositif).

D est la granulométrie des galets.

θ est l'angle d'impact.

K est une érodabilité définie dans le petit dispositif expérimental de mesure sur des galets façonnés de 2cm de diamètre (cf. Chapitre III). K^i est l'érodabilité d'une roche i mesurée par nos soins (Chapitre III), K^0 est l'érodabilité dans les mêmes conditions expérimentale (L^i , D , U_g , θ identiques) mesurée au préalable (communications personnelles de Jérôme Lavé).

➤ Effet de la taille des sédiments

La loi a été établie pour le grès des Apennins, sur des blocs biseautés à 45° et fixés au fond du petit dispositif expérimental, avec une masse constante de galets de cristallin. Bien que des expériences complémentaires soient nécessaires dans la fraction des sables et dans des gammes de vitesse étendues, ces expériences (Figure 35) font apparaître une décroissance marquée de l'abrasion pour les particules de diamètre inférieur à 1cm avec une érosion qui deviendrait négligeable pour des particules inférieures à 1.5 mm. **Un tel comportement de la loi d'érosion implique que la fraction sableuse la plus fine (notamment celle provenant des grès Siwaliks) ne produit pas d'érosion significative et peut-être négligée.**

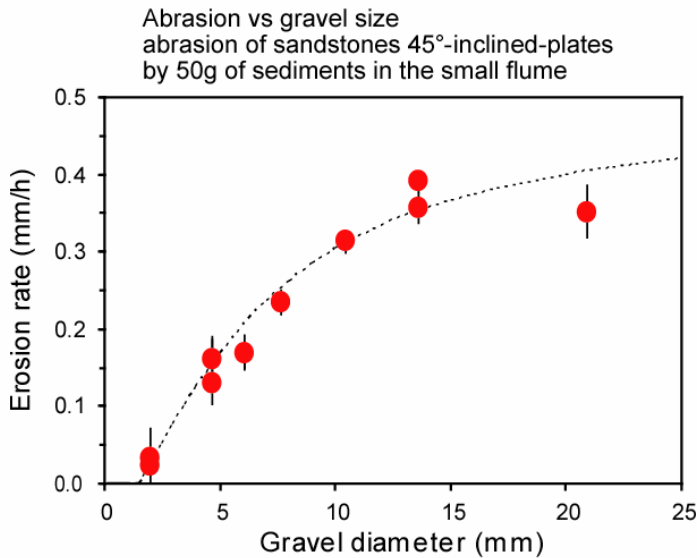


Figure 35 : Effet de la granulométrie de galets sur l'érosion des blocs de grès (surface impactée biseautée, inclinée à 45°).

Ce type d'expérience permet de définir des « lois » d'érosion empiriques que nous allons utiliser dans notre modèle (Communications personnelles de Jérôme Lavé).

➤ Effet de la vitesse d'impact

On supposera à l'instar des travaux de Bitter [1961] que l'érosion est proportionnelle à l'énergie cinétique de la particule impactante, et donc à U_g^2 . Les expériences menées dans le grand dispositif expérimental pour caractériser l'abrasion des galets [Attal, 2003] sont compatibles avec une telle loi même si la gamme des vitesses explorées et l'effet indissociable d'autres variables ne permettent pas une démonstration définitive de cette dépendance.

➤ Effet de l'angle d'impact

Pour un matériel fragile, les travaux de Bitter [1961] suggèrent une dépendance en $\sin(\theta)^2$. Si une partie de l'érosion a lieu par rayure et micro arrachement de grains, une érosion significative peut avoir lieu pour des angles d'impact faibles. Les résultats d'expériences menées toujours sur les grès des Apennins indiqueraient plutôt une dépendance expérimentale en $\sin(\theta)$.

• Résultats de la modélisation

Le modèle d'érosion des berges a été appliqué dans le contexte de la barre B9 où se trouve le plus long profil de mesure de l'érosion sur le terrain. Son inclinaison moyenne est proche de 40°.

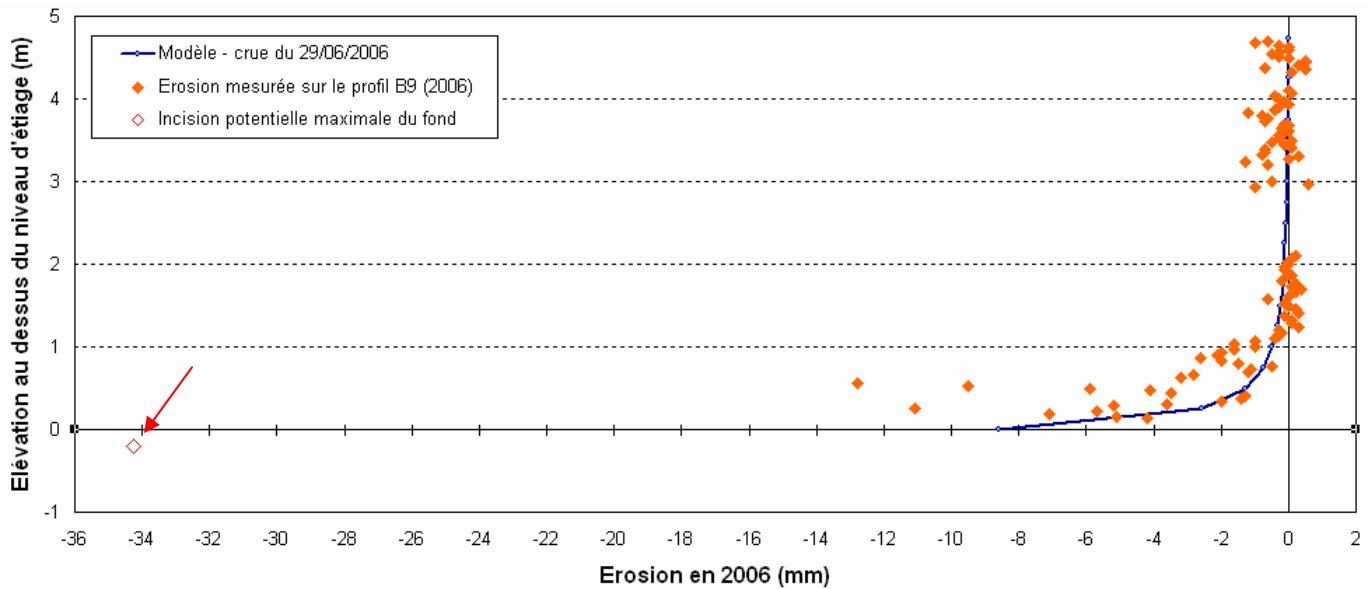


Figure 36 : Résultat de la modélisation de l'abrasion pour la crue « efficace » du 29 juin 2006.

L'incision potentielle maximale du fond du chenal à l'aplomb de B9 (vers la rive gauche) a été rajoutée à titre indicatif. Cette notion sera présentée dans les paragraphes suivants (« Incision potentielle du fond du chenal, effet de couverture », p. 276). Rappelons que la hauteur d'eau maximale pour la crue du 29/06/2006 atteint environ 5 m et que le D50 de la charge de fond est d'environ 2 cm.

Le modèle permet de reproduire globalement les grandes tendances des observations de microtopographie, notamment l'amplitude des érosions maximales ou encore des érosions inférieures à 1 mm pour des élévations de 1 m au-dessus du niveau d'étiage. Ce résultat semble confirmer que seule la crue du 29 juin a causé une érosion significative du substrat. Toutefois, les valeurs d'érosion apparaissent comme plus dispersées et surtout on peut noter des érosions de plusieurs millimètres à 50 cm au-dessus du niveau d'étiage contrairement à ce que pronostique le modèle. Nous pouvons avancer plusieurs explications à l'origine de ce phénomène :

(1) les hétérogénéités importantes d'érodabilité même à l'échelle d'une seule barre, et la présence de fractures.

(2) la difficulté de représenter à partir d'un modèle 1D ce qui se passe en terme de suspension, à la fois parce que les barres peuvent créer des tourbillons et des zones de vitesses verticales moyennes non nulles, et parce que les barres amont peuvent servir de « tremplin » aux particules, deux phénomènes qui pourraient conduire à des concentrations en graviers et galets plus importantes que décrit par la loi de Rouse dans les premiers mètres au-dessus du fond.

Finalement, il est essentiel de noter que le profil théorique d'érosion, à l'instar du profil de concentration, va fortement dépendre de la position du fond à un instant donné. Pour les calculs ci-dessus, nous nous sommes référés par défaut à la position du fond en période d'étiage. Pour effectuer un calcul précis, il faudrait pouvoir enregistrer en parallèle la position du fond en réponse à la déposition ou à l'affouillement durant la crue.

2 Incision potentielle du fond du chenal, effet de couverture

Dans les paragraphes précédents nous avons modélisé l'**érosion normale** à la surface sur une section de chenal dans les gorges terminales de la Bakeya, au niveau des sites instrumentés. **Cependant seule l'érosion des berges a réellement pu être estimée.** Nous allons proposer dans cette partie une formulation permettant d'aller un peu plus loin et de modéliser l'**érosion verticale** (incision) au fond du chenal. Tout d'abord nous calculerons une « **incision potentielle** » tout au long des gorges de la Bakeya où la rivière s'encaisse dans les séries Siwaliks supérieurs et moyens pour traverser le pli de rampe (Chapitre I). A cet effet nous exploiterons le transect d'érodabilité calculé à partir du rebond de Schmidt dans le Chapitre III. Puis, en nous basant sur « **l'incision long terme** » mesurée à partir des terrasses d'abrasion [Lavé et Avouac, 2000], nous discuterons de l'influence d'un phénomène très important le long de la Bakeya (et des rivières traversant les Siwaliks en général) : **l'effet de la couverture par les sédiments**. En effet le substratum n'affleure presque nulle part au fond du chenal en période d'étiage et nous ignorons dans quelle mesure l'importante charge sédimentaire transportée et déposée par la rivière le protège de l'érosion.

a Incision du fond du lit sans effet de couverture : incision potentielle

L'incision (verticale) en un point quelconque du **fond du chenal** dans les gorges de la Bakeya, le fond étant supposé **horizontal**, peut s'écrire (Équation 9) :

$$E(K^L) = \int_Q \int_D f_1(Q) * q_s(Q, D) * \varepsilon_B(K^L, D, \tau^*(Q), q_s) . dD . dQ$$

Équation 9 : Erosion du fond du chenal.

E est l'incision du substrat, CAD l'érosion verticale d'une barre rocheuse « L ».

K^L est l'érodabilité de la barre.

Q est le débit instantané de la rivière.

D est la granulométrie d'une classe de sédiments.

f₁(Q) la loi de distribution des débits au cours de la période de mesure.

q_s(Q, D) est le flux massique par unité de largeur de charge de fond dans la fraction granulométrique D.

ε_B(...) est l'érosion unitaire (exprimée en mm par unité de temps).

τ est le Shield stress.*

La fonction d'érosion du substrat rocheux est ici différente de la « loi » d'érosion expérimentale utilisée précédemment (Figure 35, p. 274) dans la mesure où, pour le substratum du fond du chenal, il faut tenir compte de **l'angle d'impact de la particule en fin de saltation**. En effet les particules de la charge de fond ont tendance à rebondir sur le fond et leur trajectoire ne peut plus être assimilée à une ligne de courant moyenne comme supposé dans les paragraphes précédents. En outre il faut également intégrer la distance entre les impacts, **c'est à dire la longueur moyenne de saltation**, dont va dépendre la fréquence d'impact entre les particules et le fond [Sklar et Dietrich, 2004].

Cette érosion ε_B , exprimée en fonction de τ^* (Figure 37), a été définie par un autre type d'expérience, principalement dans le grand dispositif expérimental [Whittaker et al., in prep.], et inclut intrinsèquement un terme de vitesse d'impact, de longueur de saltation et d'angle d'impact (deux grandeurs qui dépendent de la vitesse du galet).

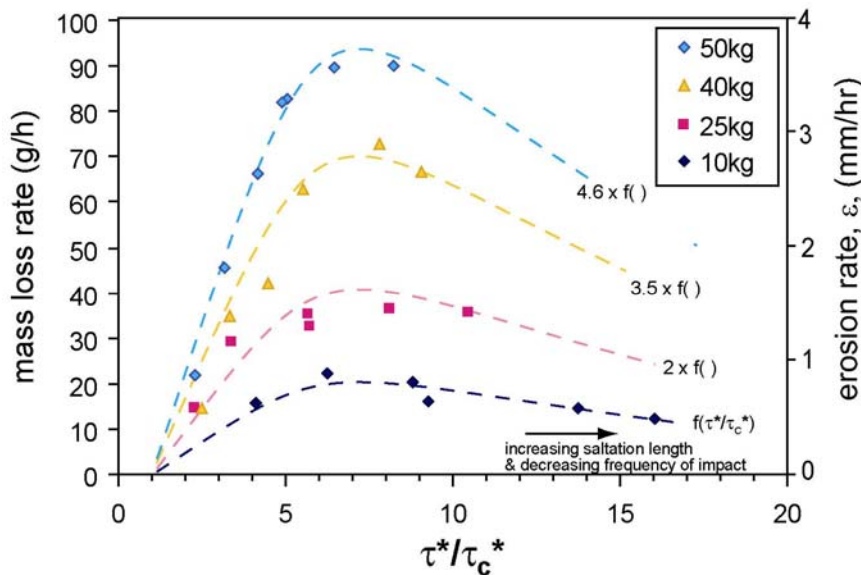


Figure 37 : Relation entre l'érosion unitaire expérimentale et le Shield stress dans le canal annulaire, d'après Whittaker et al. (en préparation).

Erosion expérimentale de plaque de grès placées au fond du grand dispositif expérimental et érodée par des galets calcaires de 6-8cm de diamètre [Whittaker et al., in prep.]. L'érodabilité de ces grès se situe dans la gamme basse des grès Siwaliks (érodabilité de 2.6 % /km).

De ces expériences, on peut souligner deux points : **(1)** premièrement l'érosion est une fonction non linéaire de τ^* , avec une décroissance de l'érosion pour les fortes valeurs de τ^* résultant de la diminution de la fréquence d'impact et de l'angle d'impact, comme prédit par Sklar et Dietrich [2004] ; **(2)** deuxièmement, **pour des quantités de galets** introduites dans le dispositif **telles que le fond ne soit pas totalement couvert**, l'érosion est une fonction linéaire de la quantité de sédiments (Équation 10).

$$\varepsilon_B(k_L, \tau^*(Q), \varphi) \approx q_s(Q) * \frac{K^L}{K^0} * f(\tau^*(Q))$$

Équation 10 : Calcul de l'érosion unitaire théorique (fond du chenal).

K^L et K^0 sont des érodabilité. Le calcul se fait simplement par une règle de trois, à partir des résultats obtenus expérimentalement pour une lithologie de référence « 0 » (cf. Équation 8, p. 273).

A partir de cette formulation (Équation 10) il est possible de calculer une érosion « maximale » ou « potentielle » sur le fond **en l'absence d'effet de couverture**, (cas où tous les galets en transit heurtent le substrat sans être écrantés par des particules immobiles sur le fond), sachant que la loi d'érosion expérimentale dans notre modèle analogique correspond essentiellement à un mouvement complet des galets sur le fond et donc à un effet de couverture limité voire négligeable. Au final, il s'agit d'intégrer l'érosion sur la distribution annuelle des débits journaliers pour obtenir un taux d'érosion potentiel du fond du chenal par les galets en mouvement (Équation 11).

$$E(K^L) = \frac{K^L}{K^0} \int_Q f_1(Q) * q_s(Q) * f(\tau^*(Q)) . dQ$$

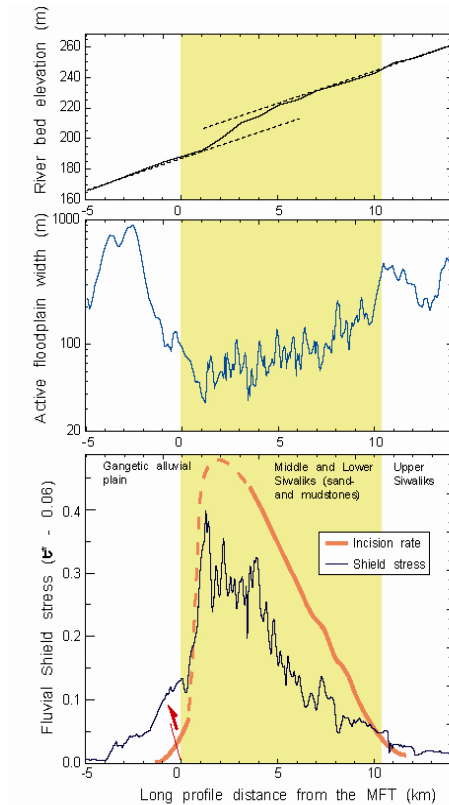
Équation 11 : Taux d'érosion potentiel annuel estimé

b Quantification indirecte de l'effet de couverture dans les gorges de la Bakeya, taux d'exposition du substratum.

Nous cherchons à définir l'amplitude de l'effet de couverture dans les gorges de la Bakeya (dans la partie encaissée de la rivière). L'effet de couverture représente le cumul de plusieurs effets : **(1)** l'écrantage par des particules immobiles (au sens que lui donnent Sklar et Dietrich [2004]) durant le transport de la charge de fond quand le fond a été dégagé pour bonne part, **(2)** durant les larges crues le temps nécessaire pour dégager une couche de plusieurs dizaines voire centaines de centimètres de galets au fond du chenal et surtout lors des crues moyennes quand la capacité de transport ne permettent pas de remobiliser une couche de plusieurs dizaines voire centaines de centimètres de galets au fond du chenal. Dans ces circonstances le fond rocheux du chenal est inaccessible et ne s'érode pas.

En reportant la pente et largeur du chenal le long de la Bakeya à sa traversée des grès Siwaliks [données tirées de Lavé et Avouac, 2001], on peut donc calculer pour tout débit un profil de **contrainte cisailante**, et connaissant la charge de galets et graviers arrivant en amont des gorges (cf. Chapitre II), et localement l'érodabilité moyenne des grès, on peut estimer en tout point de la Bakeya un **taux d'érosion potentiel** du fond du chenal (Équation 9, Équation 10, Équation 11). En faisant le rapport incision long terme, telle que vue par les terrasses fluviales [Lavé et Avouac, 2001], sur ce potentiel d'érosion, on peut donc estimer approximativement le « **degré d'exposition moyen** » du substrat rocheux aux impacts de galets (Figure 38). Notons que d'après le modèle de Sklar et Dietrich [2004], ce degré d'exposition devrait pouvoir être approximé par la variable **(1 - q_s/q_c)**.

Chapitre IV – Mesure in situ de l'érosion du bedrock, modélisation des processus d'abrasion fluviales : deux exemples himalayens

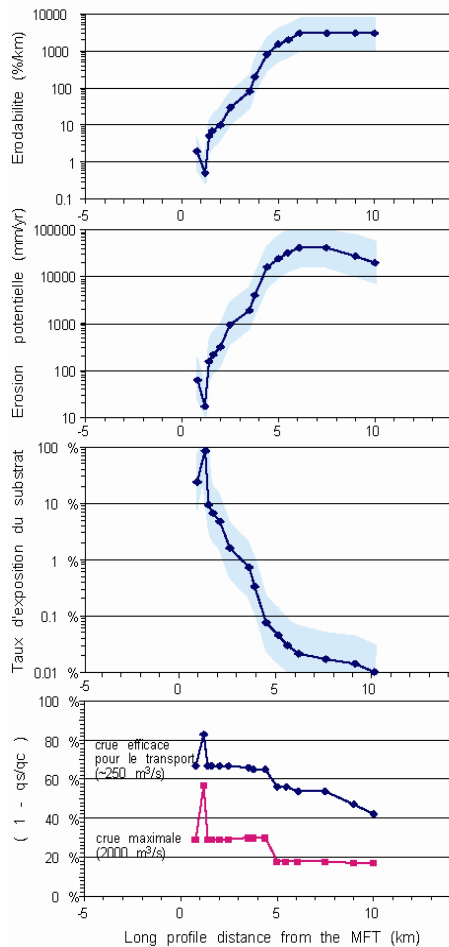


Profil longitudinal de la Bakeya dans les gorges.
[Lavé et Avouac, 2001]

Largeur du lit majeur de la Bakeya dans les gorges (mesurée sur image satellite).
[Lavé et Avouac, 2001]

Courbe bleue.
Shield stress en excès calculé le long du profil de rivière à partir de la géométrie du chenal, pour une crue à $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un D_{50} de 2 cm.

Courbe rouge.
Taux d'incision réel de la rivière pour l'Holocène récent mesuré à partir des terrasses d'abrasion.
[Lavé et Avouac, 2001]



Transect d'érodabilité à travers les Siwaliks. L'érodabilité a été mesurée à partir des valeurs de rebond de Schmidt et des galets façonnés que nous avons testés dans le dispositif de simulation de l'érosion. Cette courbe est une adaptation de celle présentée à la fin du Chapitre III (représentation le long du profil de rivière, et non plus par rapport à la colonne stratigraphique).

Taux d'érosion verticale potentielle du fond du chenal (incision) calculé le long du profil de rivière à partir des érodabilités mesurées, pour une courbe de répartition des débits obtenue dans le Chapitre II (Équation 9, Équation 10, Équation 11).

Taux d'exposition du substratum calculé en comparant le taux d'incision mesuré grâce aux terrasses d'abrasion, et le taux d'incision potentiel théorique estimé à partir des lois d'érosion (simple rapport taux réel / taux potentiel). Un taux d'exposition de 1% donne une exposition de 90 heures sur une année.

Taux d'exposition du substratum calculé à partir de la formule $1 - q_s/q_c$ proposée par Sklar et Dietrich [2004]. Le flux de sédiment q_s considéré constant le long des gorges est obtenu à partir des calculs effectués à la fin du Chapitre II. La capacité de transport q_c est calculée d'après les données recueillies par Lavé et Avouac [2001], sur le modèle des équations proposées à la fin du Chapitre II. Deux exemples de crues (« efficace » ou « maximale ») sont proposés.

Figure 38 : Résultat de la modélisation de « l'incision potentielle » le long des gorges de la Bakeya, implications sur le taux d'exposition du substratum rocheux au fond du chenal, effet de couverture.

Il ressort de la Figure 38 que :

(1) Hormis au niveau de l'étroiture dans la partie basse de la gorge (juste en amont de la zone instrumentée, entre B13 et B14), où la puissance fournie au transport des galets semble utilisée à presque 100% pour éroder la barre de grès résistante, partout ailleurs, le substrat rocheux est protégé ou couvert de galets immobiles alors que du transport de charge de fond se déroule en surface de la couche de sédiments. Ceci est particulièrement vrai dans les deux premiers tiers amonts de la gorge, où un degré d'exposition de moins de 1% est suffisant pour réaliser l'incision long terme.

(2) De ce point de vue la rivière Bakeya, sauf dans sa partie la plus aval, peut être considérée comme une rivière de type « transport limited » puisque la rivière utilise une partie infime de sa puissance pour éroder son substrat (voir également la fin du Chapitre II).

(3) Néanmoins, en tout point de la gorge, on notera que la capacité de transport est supérieure au flux de sédiment à transporter en provenance de l'amont des gorges que ce soit pour la crue maximale ou la crue efficace⁶ ($1 - q_s/q_c$ toujours nettement supérieur à 0), et ce pour la simple raison que la largeur et la pente du chenal sont respectivement inférieure et supérieure à ce qu'elles sont plus en amont. Ceci peut sembler paradoxal dans la mesure où de nombreux auteurs considèrent qu'une rivière en « transport limited » présente une capacité de transport à peu près égale à la charge à transporter.

De futurs travaux plus élaborés sur le transport de la charge de fond et l'hydraulique d'une rivière comme la Bakeya, ainsi que sur les variations au cours de la crue de ce transport seront probablement nécessaires pour bien comprendre les origines du paradoxe observé. En tout état de cause, il est déjà possible d'avancer que la variable ($1 - q_s/q_c$) proposée par Sklar et Dietrich [2004] est largement inappropriée pour rendre compte du degré d'exposition du substrat rocheux aux impacts de galets.

⁶ Notons que d'après nos calculs les crues « efficaces » transporteraient le plus de sédiments sur le long terme que les crues « maximales » compte tenu de sa fréquence de retour beaucoup plus élevée.

CHAPITRE V

**Vers de nouveaux appareils de mesures :
développement de capteurs autonomes**

TABLE DES MATIERES DU CHAPITRE V

A. Les « capteurs d'érosion »	286
1 Objectifs et cahier des charges.....	286
a Mesurer l'érosion fluviatile en continu.....	286
b Contraintes techniques	286
➤ Les contraintes liées à l'environnement.....	286
➤ Les contraintes liées à la mesure du phénomène	287
2 Les différentes options envisagées.....	287
a Les mesureurs acoustiques.....	287
b La radiofréquence	289
c Les capteurs résistances	290
• Utilisation de jauges de propagation de fissure (« capteurs discontinus »).....	291
• Fabrication de capteurs sur mesure (capteurs à film continu)	293
3 Caractéristiques techniques du capteur résistif.....	294
a Description et fabrication du dispositif.....	294
• Design général du dispositif.....	294
➤ Le capteur.....	294
➤ Positionnement du capteur dans le massif rocheux	295
➤ Remarques générales sur le matériel d'acquisition.....	296
• Généralités sur les matériaux utilisés.....	297
➤ Le type de support.....	297
➤ Le type de métal.....	297
b Sensibilité et vérification du comportement	298
• Propriétés électriques	298
• Stabilité de la résistance au cours du temps et propriétés thermiques	299
➤ Réarrangement des îlots d'or avec le temps	299
➤ Effet de la température.....	299
➤ Recuit des capteurs	300
• Résistance à l'oxydation	301
• Influence des contraintes mécaniques.....	302
4 Résultats obtenus	302
• Essais par ponçage à sec	302
➤ Performance et calibration des capteurs.	302
➤ Effet de l'érosion différentielle du capteur	304
• Essais dans les dispositifs de simulation de l'érosion.....	305
B. Les capteurs de chocs	306
1 Objectifs et cahier des charges.....	306
a Mesurer le nombre et l'énergie des impacts sur le fond rocheux	306
b Contraintes techniques	308
• Un milieu difficile d'accès et très agressif.....	308
• Contraintes d'acquisition des données.....	308
2 Caractéristiques techniques du capteur de chocs	309
a Les capteurs piézoélectriques	309
• Un peu de physique : la piézoélectricité... ..	309
• Le « Shock Sensor » Murata®.....	310
b Designs du « capteur de choc ».....	312
• Pourquoi utiliser un « matériau relais » ?	312

• Solutions proposées	314
• Fabrication du capteur.....	317
c Dispositif expérimental.....	317
• Principe de base	317
• Matériel utilisé pour les essais en laboratoire	318
➤ Matériels utilisés pour simuler les impacts, contrôle de la hauteur de chute et de l'angularité de l'impact	318
➤ Matériel d'acquisition	318
➤ Objets impactant utilisés	319
d Caractérisation expérimentale du comportement des capteurs de choc.....	320
• Quelques observations préliminaires	320
➤ Conditions expérimentales.....	320
➤ Durée des acquisitions et pas d'échantillonnage	320
➤ Amplitudes extrêmes du signal.....	321
• Réponse fréquentielle du dispositif.....	321
➤ Un système complexe... ..	321
➤ Observations	322
• Energie du signal mesuré	324
➤ Corrélation entre l'énergie du choc et les caractéristiques du signal électrique	324
➤ Dimensions du cylindre, amortissement du signal électrique, et résonance.....	325
• Autres caractéristiques	328
➤ Effets de l'environnement immédiat du capteur	328
➤ Efficacité de l'isolation du capteur par rapport aux ondes mécaniques se propageant dans le massif rocheux	329
➤ Effet de la position de l'impact à la surface du cylindre (choc centré ou extérieur)	330
➤ Variations de l'angle d'impact, rotations des objets	330
➤ Dispersion des mesures.....	331
➤ Influence de l'eau sur l'énergie des chocs	332
e Calibration énergie cinétique de l'impact / signal électrique.....	333
f Bilan et perspectives	335

TABLE DES ILLUSTRATION DU CHAPITRE V

FIGURES

Figure 1 : Mesure de l'érosion avec un distancemètre acoustique (vue en coupe).....	288
Figure 2 : Principe de base du capteur d'érosion résistif (vue en coupe).	290
Figure 3 : Les jauges de propagation de fissure Vishay®.	291
Figure 4 : Schéma simplifié du capteur.	294
Figure 5 : Collage du capteur sur la carotte.	295
Figure 6 : Installation du dispositif dans le lit rocheux.....	296
Figure 7 : Evolution d'une plaquette non vernissée dans les premières heures suivant la métallisation. .	299
Figure 8 : Augmentation de la résistance en fonction de la température pour un capteur donné.....	300
Figure 9 : Effet de la température sur le réarrangement des îlots d'or.	301
Figure 10 : Essai d'érosion d'un capteur par ponçage à sec.	302
Figure 11 : Corrélation résistance modèle – résistance mesurée, correction empirique du modèle.....	303

Figure 12 : Estimation des paramètre de correction du modèle à partir de la résistance initiale, cas d'une relation linéaire ($ax+b$).....	304
Figure 13 : Erosion progressive du capteur par un côté.....	305
Figure 14 : Photo et schéma en coupe du « Shock Sensor » Murata PKS1-4A10	311
Figure 15 : Quelques caractéristiques techniques du « Shock Sensor » Murata PKS1-4A10.....	311
Figure 16 : Architecture habituelle des « capteurs de chocs » pour l'étude de la charge de fond.....	312
Figure 17 : Design du capteur de choc (vue en coupe, avec enregistreur intégré)	315
Figure 18 : Erosion différentielle et protection du cylindre en métal.	316
Figure 19 : Evolution de la fréquence du signal électrique en fonction de l'énergie cinétique.....	323
Figure 20 : Evolution de la fréquence du signal électrique au cours du temps.	323
Figure 21 : Variations de la tension maximale atteinte par signal électrique en fonction de la longueur du cylindre.	325
Figure 22 : Signal électrique généré par le capteur Murata lors d'un choc simple, corrélation avec une onde sinusoïdale amortie classique.....	326
Figure 23 : Equation d'une onde sinusoïdale amortie classique.....	326
Figure 24 : Signal électrique généré par le capteur BK lors d'un choc simple	327
Figure 25 : Exemple de signal généré par le capteur Murata® correspondant à un impact « extérieur ».	329
Figure 26 : Evolution du signal mesuré en fonction de l'obliquité de l'impact, pour un objet donné avec une énergie cinétique avant impact constante. Comparaison avec un modèle d'évolution en « $\cos \alpha$ »... ..	330
Figure 27 : Dispersion des mesures lors d'impacts « identiques » effectués sans précautions particulières	331
Figure 28 : Signal enregistré lors d'un impact « multiple » probable	332
Figure 29 : Ecrasement versus signal électrique, par type d'objets.....	334
Figure 30 : Variabilité des comportements en fonction de la nature du galet impactant, exemple des chocs à faible énergie cinétique.	334
Figure 31 : Comportement du capteur pour un impact avec des galets.....	335

TABLEAUX

Tableau 1 : liste des objets impactant utilisés pour tester le capteur de choc.....	319
---	-----

EQUATIONS

Équation 1 : Relation entre la résistivité, les dimensions d'un objet, et la résistance électrique de cet objet.	290
Équation 2 : Calcul d'une résistance en série.	292
Équation 3 : Energie cinétique au moment de l'impact (chute libre dans l'air)	318
Équation 4 : Ecrasement maximal et durée de l'impact lors du choc d'une sphère (galet) sur une paroi plane fixe (surface du cylindre du capteur de choc).	321
Équation 5 : Calcul des fréquences propres de vibration dans un cylindre parfaitement libre (ondes P).	322
Équation 6 : Bilan énergétique simplifié lors d'un impact	333

Vers de nouveaux appareils de mesures : développement de capteurs autonomes

La méthode de mesure de l'érosion que nous avons proposé dans le Chapitre IV ne peut donner qu'une mesure épisodique en période d'étiage, et nécessite le déplacement de l'opérateur sur le terrain. Dans ce chapitre nous allons proposer deux capteurs entièrement autonomes que nous souhaitons à terme installer sur le terrain :

(1) un « **capteur d'érosion** » qui va mesurer l'érosion du lit de la rivière en continu ;

(2) un « **capteur de choc** » qui va mesurer la fréquence des impacts sur le substratum et l'énergie des galets impactants.

Ces capteurs effectueront des mesures ponctuelles de la surface du lit et seront utilisés en parallèle du dispositif imaginé par Hartshorn et al. [2002]. Si possible ils seront disposés en grands profils transversaux sur le modèle de ceux présentés dans le Chapitre IV. Nous projetons de les installer au Népal, mais également à Taiwan dans le site choisi par Hartshorn.

Cette partie a été écrite dans l'objectif de donner les éléments de base théoriques et expérimentaux aux personnes qui souhaiteront poursuivre ces travaux dans les mois à venir. Toutefois la caractérisation du comportement des capteurs est une tâche complexe qui n'est pas encore achevée, surtout en ce qui concerne le capteur de choc. Seul les aspects fondamentaux clairement établis à l'heure actuelle seront présentés ici.

A. Les « capteurs d'érosion »

1 Objectifs et cahier des charges

a Mesurer l'érosion fluviale en continu

Nul besoin de détailler tous les avantages d'un appareil capable de mesurer en continu l'érosion du lit rocheux d'une rivière par rapport au dispositif que nous avons présenté dans le Chapitre IV. Nous avons vu qu'il était possible mais délicat de comparer les résultats en laboratoire à ceux obtenus sur le terrain, et d'associer les variations d'érosion observées à un paramètre physique ou à un autre. Naturellement une mesure annuelle de l'érosion ne fournit qu'une information intégrée qui ne permet pas de discriminer l'importance relative des différents épisodes de crue. Or, il est de plus en plus reconnu en Science de la Terre qu'un évènement rare ou très ponctuel n'a pas forcément une retombée négligeable sur son environnement. En ce qui concerne la géomorphologie il est clair que des évènements « catastrophiques » très courts mais très violents peuvent marquer plus profondément le paysage que l'action millénaire d'un processus de faible ampleur. Dans certains contextes on suspecte notamment que ce sont les crues exceptionnelles qui modèlent le lit des rivières et contrôlent le taux d'érosion à long terme, tandis que l'érosion « régulière » n'aurait qu'un effet limité et peut être négligeable.

A notre connaissance il n'existe aucun capteur capable de mesurer en continu l'érosion du lit d'une rivière à fond rocheux. Dans le cas d'une rivière alluviale très active nous pouvons imaginer que l'utilisation de sonar puisse donner des informations intéressantes sur les fluctuations de l'accumulation de sédiments. En revanche l'érosion centimétrique à infra millimétrique du fond rocheux des torrents et plus généralement des rivières à substrat rocheux est beaucoup plus difficile à mesurer compte tenu de l'amplitude faible du signal et de la totale inaccessibilité du lit pendant le déchaînement des éléments. La seule solution possible est donc la mesure de l'érosion de l'« intérieur » et non de l'« extérieur », c'est-à-dire d'intégrer le dispositif à l'abri dans le massif rocheux.

b Contraintes techniques

➤ Les contraintes liées à l'environnement

La Bakeya (Népal Central) et la Liwu River (Taiwan Oriental) sont le siège de crues impressionnantes qui déferlent tous les ans au moment de la saison des pluies. Le site taiwanais est particulièrement exposé au passage de typhons : pendant quelques dizaines d'heures le niveau de l'eau

s'élève souvent de plus dix mètres dans les gorges, et le courant intense se met à charrier des volumes énormes de sédiments, y compris des blocs de plusieurs tonnes. Installer un dispositif de mesure permanent dans le lit de telles rivières est un défi en soit.

➤ Les contraintes liées à la mesure du phénomène

Le taux d'érosion ne devrait pas excéder une dizaine de millimètres par heure même dans les cas extrêmes que nous avons évoqués. Pour suivre convenablement le phénomène, on pourrait envisager une fréquence d'échantillonnage et d'enregistrement des données de l'ordre de 10 à 100 mesures par heures selon le contexte, sachant qu'il ne se passera rien pendant l'essentiel du temps. Si possible, une augmentation de la fréquence d'échantillonnage permettrait de moyenner les valeurs mesurées sur quelques minutes dans le but de réduire l'inévitable bruit sur la mesure, surtout pendant les phases de forte érosion.

Finalement, le capteur idéal permettrait de mesurer une **érosion totale** (amplitude annuelle) de l'ordre de **10 à 20 mm minimum**, plus si possible. Rappelons que sur les bancs indurés de la Baieya nous avons mesuré des érosions jusqu'à 14 mm pendant la saison des pluies 2006 à priori « normale ». A Taiwan Hartshorn et al. [2002] ont observé des érosions annuelles dépassant localement les 20 mm, jusqu'à plus de 100 mm pendant le cyclone Billis. La **résolution** et la **précision** devraient quant à elles être **proche de 100 µm** voire moins, en tout cas meilleures que celles de l'appareil manuel. Une bonne résolution est nécessaire pour appréhender les processus d'érosion en continu, qui sont très lents en dehors de quelques événements exceptionnels.

2 Les différentes options envisagées

Nous allons présenter dans les paragraphes suivants deux grands types de capteurs que nous avons pensé utiliser : **(1)** des capteurs censés mesurer directement une variation d'épaisseur de la roche au cours du temps, et donc une érosion ; **(2)** des capteurs suivant l'érosion d'un objet « étranger » fiché dans le massif rocheux. Naturellement, ce second type de capteur implique une érosion simultanée de l'objet étranger et de la roche encaissante. Nous discuterons de ce point essentiel dans le paragraphe « **Caractéristiques techniques du capteur résistif** » (p. 294).

a Les mesureurs acoustiques

La première solution que nous avons envisagée était d'utiliser un distancemètre acoustique installé dans une cavité sous la surface du lit de la rivière. L'appareil émettrait depuis sa cavité une impulsion acoustique qui se réfléchirait à la surface. Le temps mis par l'onde acoustique pour revenir à

son point de départ dépendrait naturellement de l'épaisseur de la roche à traverser. S'il y avait érosion progressive de la surface le temps de parcours se réduirait forcément dans les mêmes proportions.

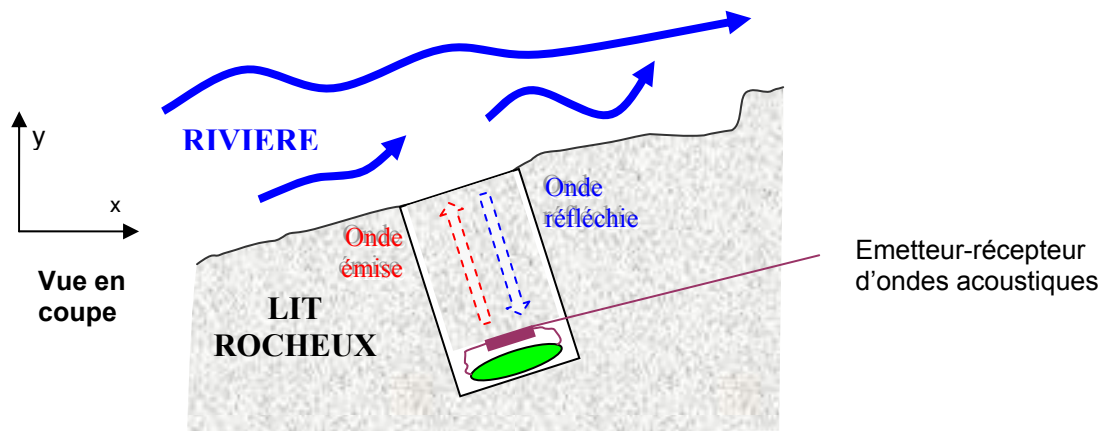


Figure 1 : Mesure de l'érosion avec un distancemètre acoustique (vue en coupe)

Ce type de dispositif de mesure est couramment employé dans diverses applications industrielles, notamment dans la mesure de la corrosion ou de l'obstruction des canalisations. Des distancemètres acoustiques de précision étanches ont d'ailleurs été développés pour aider les pétroliers à contrôler l'état des pipelines sous marin. Malheureusement cette solution élégante et non invasive présente quelques gros inconvénients que nous n'avons pas su résoudre dans notre contexte :

1 - Contrairement à une canalisation en acier, un massif rocheux hétérogène par nature ne présente pas une vitesse de propagation des ondes acoustiques constante. La vitesse moyenne de propagation entre l'appareil et la surface pourrait donc varier légèrement au cours du temps. Compte tenu du niveau de précision requis, cette hétérogénéité probable du milieu pose un gros problème. Par exemple une fluctuation naturelle de 1% sur la vitesse du son au cours de l'expérience impliquerait une erreur de 1% sur la distance mesurée, soit pour une distance de 2×10 cm de roche à traverser une erreur de 2×1 mm ! En outre la vitesse de propagation d'un milieu varie en fonction de sa température, de sa saturation, et de sa déformation. Nous avons même vu que dans un massif rocheux cette vitesse dépend intimement de la fabrique et de la stratification, des hétérogénéités de la roche (voir Chapitre III). On imagine donc mal ce dispositif de mesure fonctionner convenablement pour une roche poreuse et hétérogène comme un grès Siwalik.

2 - L'appareil devrait être capable de mesurer des distances supérieures à 10 cm (distance à laquelle il sera normalement à l'abri des éléments), tout en gardant une excellente résolution infra millimétrique. Les sondes classiques disponibles dans le commerce sont incapables d'une telle prouesse.

3 - Ce type de dispositif actif consomme beaucoup d'énergie, car il doit émettre un signal pour obtenir une mesure. En outre la mesure de l'épaisseur d'un massif rocheux nécessite une onde acoustique de plus forte énergie que dans le cas d'une paroi en acier, l'absorption du signal étant beaucoup plus importante.

4 - Il est possible que l'intense bruit acoustique causé par l'impact des galets sur le fond de la rivière empêche toute mesure (voir la partie consacrée aux capteurs de chocs, « **Les capteurs de chocs** », p. 306).

5 - Le prix élevé de ce type d'appareil nous a dissuadé de poursuivre sur cette voie incertaine. Seul un laboratoire spécialisé peut concevoir et fabriquer ce matériel.

Remarque : Il est malgré tout possible que cette technologie puisse être employée dans le contexte proposé à Taiwan, où l'érosion est forte et les roches plus homogènes que dans notre exemple himalayen.

b La radiofréquence

La technologie des radiofréquences (ARF) pourrait également être appliquée dans notre contexte. Le « capteur » lui-même est une sorte d'antenne, un simple fil blindé inséré dans petit trou foré orthogonalement à la surface de la roche. L'extrémité souterraine du fil est reliée à un dispositif générateur haute fréquence – filtre – enregistreur, l'extrémité affleurant à la surface étant parfaitement libre. Le courant faisant un aller retour dans le fil cul-de-sac subit un déphasage qui dépend directement de la longueur du fil : ce déphasage va évoluer simultanément à l'érosion du fil et de la roche.

Ce dispositif offrirait deux gros avantages :

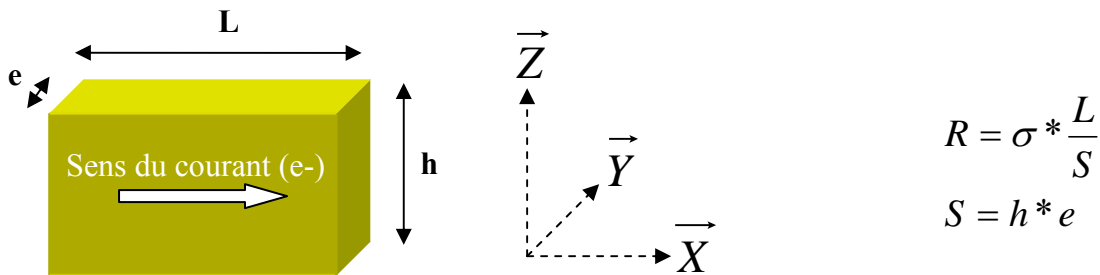
1 - Le capteur est relativement peu invasif, limité en surface à la section d'un câble blindé très fin.

2 - Les mesures pourraient extrêmement précises et fiables, avec une grande profondeur d'investigation.

Malheureusement le développement de type de capteur nécessiterait un investissement technique important. En outre le matériel électronique d'émission et de traitement du signal relativement lourd et gourmand en énergie devrait être adapté aux rudes conditions de terrain et miniaturisé (dans ce cas il serait nécessairement installé à proximité immédiate du capteur). Finalement nous avons choisi d'explorer en priorité une voie plus simple, celle des « capteurs résistances ».

c Les capteurs résistances

Tous les matériaux conducteurs classiques présentent une résistivité au passage du courant électrique. Généralement, nous pouvons facilement calculer la résistance électrique d'un objet dipôle en fonction de la résistivité du matériau et des dimensions de l'objet :



Équation 1 : Relation entre la résistivité, les dimensions d'un objet, et la résistance électrique de cet objet.

R est la résistance électrique (Ω) de l'objet quand le dipôle est orienté suivant la direction « x ».

σ est la résistivité du matériau ($\Omega.m$).

L est la longueur de l'objet suivant la direction « x » (m).

S est la surface de la section de l'objet suivant la direction « x » (m).

h est la hauteur de l'objet et **e** est l'épaisseur de l'objet (si objet de section rectangulaire, en m).

Supposons que l'on fiche un tel objet résistif dans une fente plane (\vec{X} ; \vec{Z}) d'un massif rocheux, \vec{Z} étant orienté vers la surface. Si l'objet se fait éroder, c'est-à-dire si h diminue, alors la résistance de l'objet va augmenter progressivement suivant une loi $R \propto 1/h$.

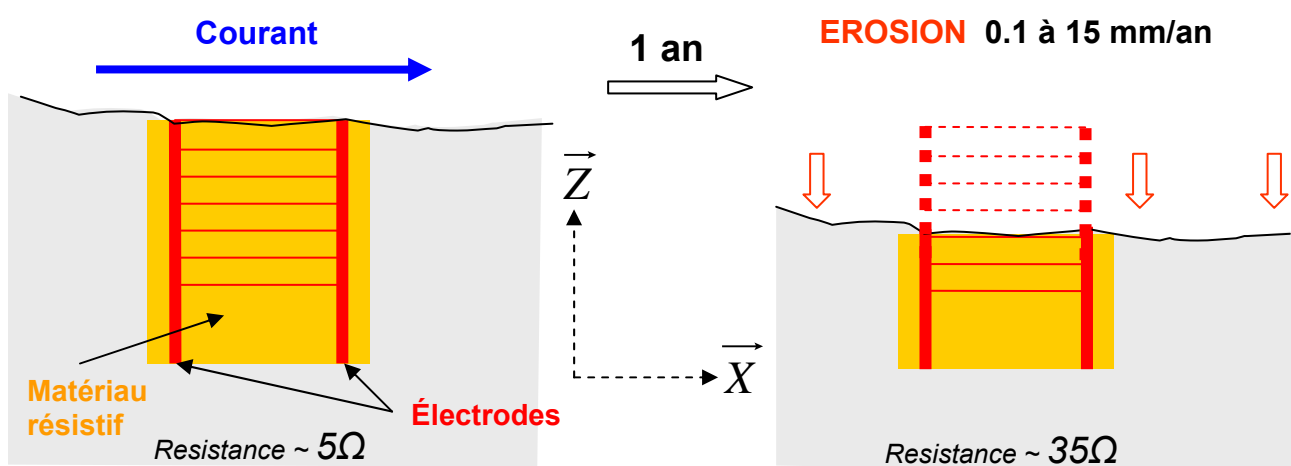


Figure 2 : Principe de base du capteur d'érosion résistif (vue en coupe).

Le capteur est fiché dans la roche. C'est une feuille de matériau résistif dont une bordure s'érode. Le courant est réparti dans la feuille par deux électrodes très conductrices : nous obtenons ainsi un champ électrique homogène avec des lignes parallèles à la surface. Les valeurs de résistance sont données à titre indicatif.

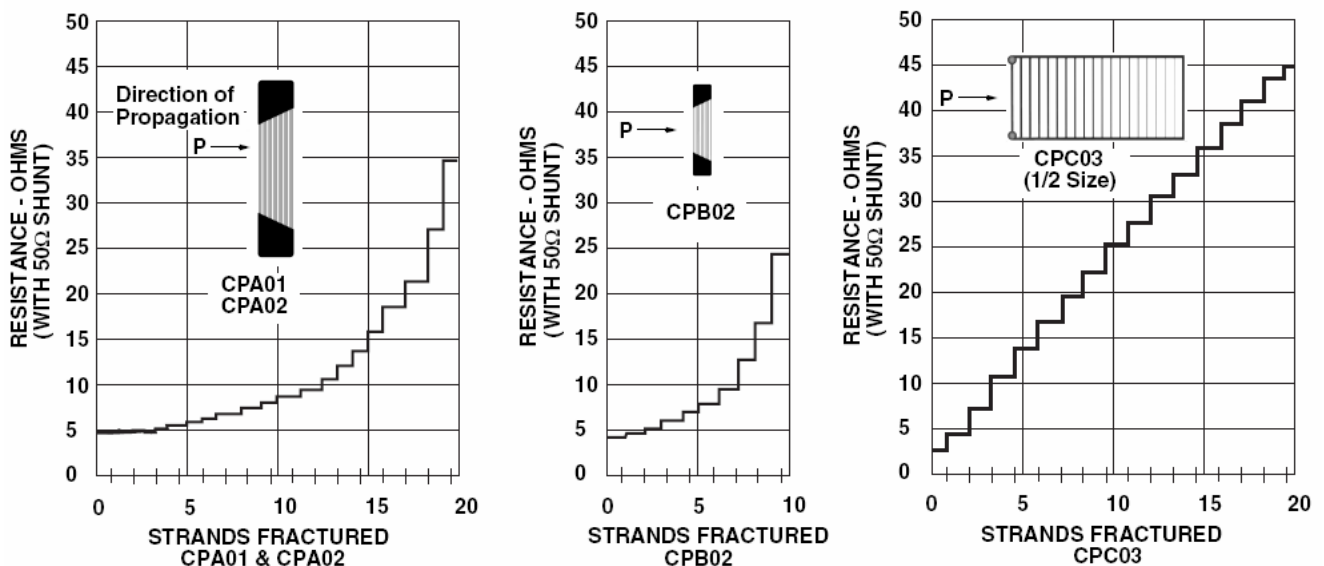
Nous allons envisager deux type de « capteur résistif » : **(1)** les « capteurs discontinus » qui correspondent en fait à l'association en parallèle de nombreuses petites résistances électriques ; **(2)** et les « capteurs à film continu ».

- **Utilisation de jauges de propagation de fissure (« capteurs discontinus »)**

Les **jauges de propagation de fissure** sont fréquemment utilisées dans les tests de résistance des matériaux. Collées à la surface d'un objet, elles servent à identifier l'apparition de fissures et à mesurer leur vitesse de propagation. Une telle jauge comprend des brins résistifs collés en parallèles. A mesure que la fissure progresse les brins successifs sont sectionnés. Une mesure de la résistance à chaque instant indique la position du front de fissure. **Dans notre cas, nous allons mesurer un front d'érosion, et non un front de fissure¹.**

GAGE RESISTANCE CHARTS

See Circuitry on Following Page



	Résolution de la mesure d'érosion (distance entre le centre des pistes)	Amplitude totale de l'érosion mesurable (longueur du capteur)	Largeur du capteur
CPA01	0.25 mm	5.1 mm	25.4 mm
CPA02	~ 0.5 mm	10.2 mm	50.8 mm
CPC03	~ 2 mm	39.9 mm	19.1 mm

Figure 3 : Les jauges de propagation de fissure Vishay®.

Cette image provient du site du constructeur <http://www.vishay.com/docs/11521/crackpro.pdf>

Nous avons utilisé la jauge CPC03 qui a l'avantage d'être très longue et avec des saut de résistance réguliers (la largeurs de pistes varie) et la jauge CPA01 dont l'écartement des pistes est de seulement 0.25 mm.

¹ La valeur d'érosion obtenue correspond à l'**érosion maximale** sur la largeur du capteur.

$$R_{totale} = \frac{1}{\sum_i \frac{1}{R_i}}$$

Équation 2 : Calcul d'une résistance en série.

R est la résistance totale de i brins résistifs mis en parallèle.

On voit bien que l'évolution de la résistance n'est pas linéaire au cours du temps (cf. Figure 3, exemple du capteur CPA01) : les sauts de résistance sont très faibles au début ($< 0.3 \Omega$), et beaucoup plus importants sur la fin ($> 5 \Omega$). Pour atténuer cet effet nuisible sur la qualité la simplicité de la mesure, le constructeur a fait varier la résistance de chaque brin. D'après l'Équation 1 il suffit de changer l'épaisseur, la largeur, ou la longueur des pistes. La meilleure illustration de cette stratégie est la jauge CPC03 (largeurs de piste variables). Toutefois la réalisation de tels dispositifs est complexe (notamment si l'on choisi de faire varier l'épaisseur de métal), et même quasiment impossible si les pistes sont très resserrées.

Ces indicateurs sont fabriqués sur le même principe que les jauges d'extensométrie. L'épaisseur du support est de l'ordre de 40 μm , il s'agit d'une résine époxyde renforcée de fibre de verre. Cette matière a l'avantage d'être fragile et donne une cassure franche au contraire d'un support en polyimide qui peut se déformer sans rompre. Les pistes sont dans un alliage K-alloy proche du nickel-chrome qui a une bonne tenue à la fatigue et à l'oxydation.

Les jauges de propagation de fissures ont l'avantage d'être à la fois très fines et fabriquées dans un matériau supportant très bien à l'érosion. Ce sont des composants industriels éprouvés, relativement bon marché pour les plus simples d'entre eux (moins de 20 € pièce pour une jauge CPA01). En outre le système de brins qui se brisent est extrêmement fiable : **il est très facile de mesurer un saut de résistance**. Toutefois, elles présentent quelques désavantages :

1 - La résolution de la mesure ne passe pas en dessous de 250 μm , en tout cas pour le matériel de marque Vishay®. D'autre fabricant produisent des jauges un peu plus précises, mais très chères.

2 - L'Amplitude de mesure est limitée à 5 mm pour la jauge CPA01 qui est la plus intéressante. On peut imaginer

3 – La pose du capteur va poser des problèmes techniques spécifiques, notamment au niveau des soudures : l'espace prévu pour le raccordement se trouve sur les deux côtés du capteur, c'est-à-dire sur une zone qui subira l'érosion en même temps que les pistes. En outre il faut creuser une petite cavité dans la roche pour installer le câblage. Finalement la soudure risque de sauter en cours d'expérience, et au minimum de perturber fortement l'érosion des derniers millimètres du capteur.

A cause de ces défauts les jauges Vishay® n'ont pas vocation à servir de capteur d'érosion définitif. Cependant elles nous ont servi de modèle et nous ont permis d'effectuer des essais préliminaires.

- **Fabrication de capteurs sur mesure (capteurs à film continu)**

La dernière option restante est de fabriquer un capteur résistif sur mesure, par exemple sur le modèle des jauges de propagation de fissure classiques. Toutefois, la fabrication d'un circuit imprimé² ou d'un dépôt métallique avec une série de pistes très fines en parallèle (écartement de 100 μm) est extrêmement délicate et très coûteuse. Nous avons testé une autre voie plus simple, celle des **capteurs résistifs à film « continu »**.

Comme illustré par l'Équation 1 et par la Figure 2 (p. 290), il est tout à fait envisageable d'utiliser comme capteur un film métallique apparemment continu, du moins macroscopiquement³, avec deux électrodes sur le côté pour générer un champ électrique homogène. Or, la métallisation peut être assez simple et peu coûteuse, notamment par la technique du **sputtering**. Il s'agit d'une méthode de métallisation sous une atmosphère raréfiée d'argon pur par pulvérisation cathodique : (1) les atomes d'argon sont ionisés dans un puissant champs électrique et forment un plasma, (2) les anions d'argon viennent alors impacter une cible métallique (cathode), (3) puis les atomes métalliques arrachés vont « tomber » sur un objet situé en dessous (anode). Ce procédé est applicable sur la plupart des métaux et alliages existants, en utilisant des cibles en aluminium, cuivre, laiton, inox, nickel-chrome, or et argent. Certains métalliseurs⁴ (« sputter coater ») permettent également l'utilisation de filaments de graphite pour déposer un film de carbone. En outre la déposition peut s'effectuer sur n'importe quel substrat tel que les plastiques, les verres, les métaux et alliages ; elle est fréquemment utilisée en géoscience pour métalliser la surface des lames minces passées au MEB.

Cette méthode permet également de réaliser simplement toute une gamme de capteur avec des résistances initiales variables. Pour un capteur de dimension donnée il suffit de modifier l'épaisseur du dépôt métallique : plus il est épais, plus le matériau conduira l'électricité, plus la résistance sera faible⁵.

Notons que d'autres pistes ont été et seront envisagées dans l'avenir, comme la déposition chimique des métaux par évaporation qui est à priori plus précise que le sputtering, ou des procédés plus

² Les circuits imprimés classiques à pistes de cuivre sont à bannir à cause des problèmes d'oxydation.

³ Nous verrons qu'en réalité les films métalliques ne sont pas toujours « continus » à l'échelle microscopique. Nous utilisons ici cet adjectif pour souligner la différence de structure avec le système des jauges de propagation de fissures formées d'un échelon de fils conducteurs distincts.

⁴ Dans notre cas nous avons utilisé le métalliseur Balzers Union®, type SCD 040, de l'INSA de Lyon.

⁵ L'épaisseur de métal déposée est relativement contrôlable, il suffit de faire varier l'un des paramètres réglable : l'intensité du courant, la distance anode - cathode, et bien sûr le temps d'exposition. Le fabricant propose des abaques à cet effet. A l'issue du processus, après quelques dizaines de minutes au repos, nous avons appliqué un vernis classique pour circuit imprimé. Cette fine couche protectrice permet la manipulation des plaquettes sans risque d'endommager le fin dépôt. Et outre elle protège également de l'humidité (nous avons utilisée le même vernis sur les jauges de propagation de fissure).

complexes comme ceux utilisés pour la fabrication des condensateurs. Nous pourrions également nous intéresser à des matériaux semi-conducteurs.

3 Caractéristiques techniques du capteur résistif

Dans ce paragraphe nous allons essentiellement revenir sur la conception du capteur d'érosion de type « film continu ». Nous comparerons parfois son comportement à celui des jauges de propagation de fissure Vishay®. Le développement et la réalisation de ce matériel original a été effectuée entièrement par nos soins.

a Description et fabrication du dispositif

- **Design général du dispositif**

- Le capteur

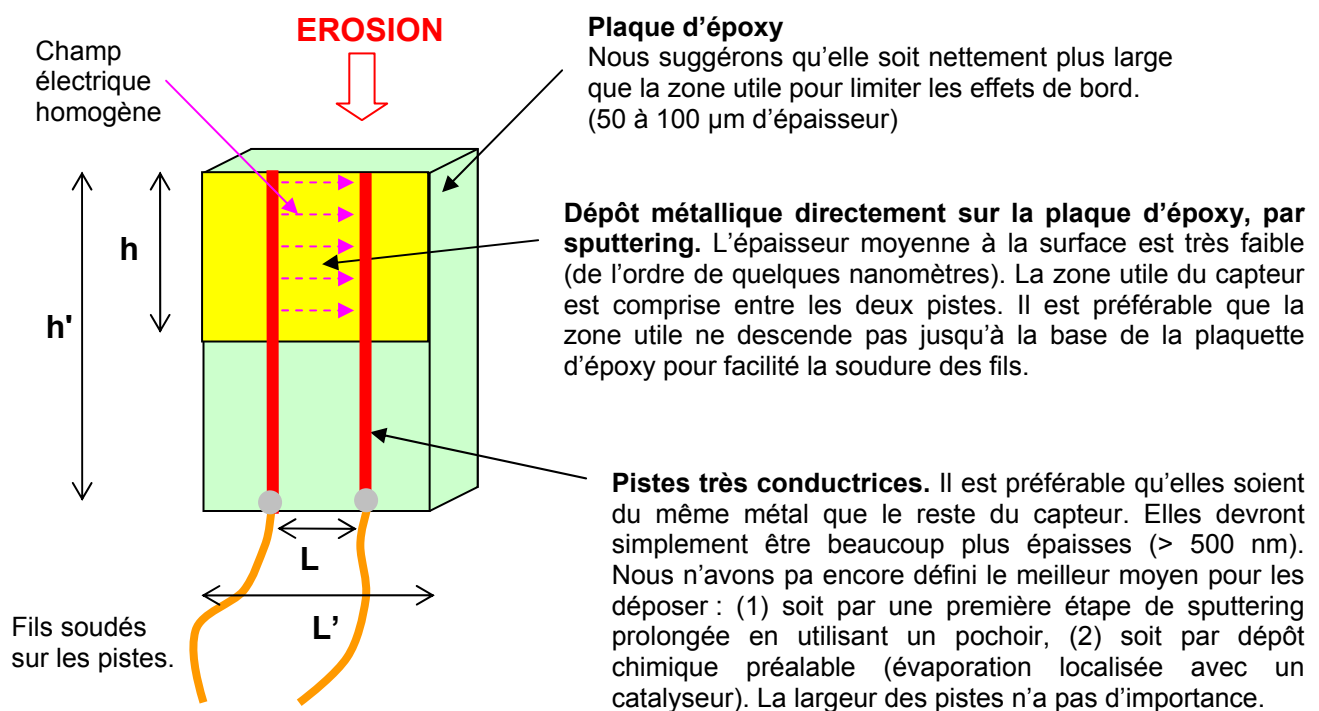


Figure 4 : Schéma simplifié du capteur.

Le dessin n'est pas à l'échelle.

*A titre indicatif, jusqu'à présent nous avons utilisé des plaquettes avec une zone utile $h * L$ de 20 * 20 mm. Selon l'épaisseur de métal déposé sur la plaquette, pour de telles dimensions, nous avons obtenu des capteurs présentant une résistance de 1 Ω à plus de 1000 Ω .*

Notre capteur d'érosion est toujours en développement. Nous ne proposons pas encore de dimensions « idéales », sachant qu'à terme elles dépendront à la fois du type de métal choisi, des

objectifs de mesure (résolution et amplitude de mesure), et des capacités du dispositif de traitement du signal. En outre ces dimensions ne peuvent être définies que de façon semi empirique, **l'épaisseur déposée par sputtering n'étant connue que très approximativement**, et l'Équation 1 ne donnant qu'une vague idée du comportement du capteur (cf. le paragraphe suivant). Nous reviendrons sur le problème de la « calibration » dans le paragraphe « Résultats obtenus » (p. 302).

Il va de soit que le dessin des pistes et le découpage de la plaquette doit être effectué avec le plus grand soin si l'on souhaite obtenir un grande fiabilité du capteur. C'est en grande partie sur le perfectionnement de la réalisation que nous pouvons espérer améliorer nos prototypes.

➤ Positionnement du capteur dans le massif rocheux

Le capteur doit se faire éroder sur la tranche. Pour l'installer dans le massif rocheux, la meilleure solution consiste à :

1. Tailler une carotte de roche de dimension supérieure à la largeur du dispositif (diamètre entre 4 et 8 cm à priori), sur une profondeur de 20 à 30 cm.



3. Couper la carotte en deux dans le sens de la longueur.

4. Préparer les demis carottes pour le collage du capteur dans la tranche de la carotte.

5. Coller le capteur dans la carotte, refermer et recoller les deux demis carottes. Utiliser une colle type « Araldite ».

6. Remettre la carotte dans son trou. On peut prévoir de laisser un espace sous la carotte pour loger le dispositif d'enregistrement (Figure 6). Utiliser du ciment pour colmater.

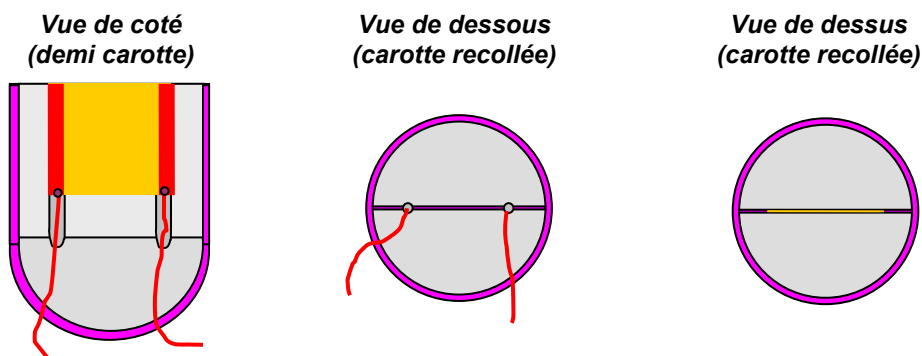


Figure 5 : Collage du capteur sur la carotte.

(Légende de la Figure 5)

Les zones en mauve correspondent à de la colle.

C'est une étape critique, le capteur étant assez fragile. Il doit être positionné le plus parallèle possible de la bordure.

Notons que des rainures doivent être creusées à la base pour laisser de la place aux soudures.

Finalement la rainure dans laquelle se trouve le capteur est extrêmement fine, à peine plus épaisse que le capteur lui-même. En outre l'utilisation d'une plaquette assez large (par rapport à la zone utile) permet d'éviter que les deux carottes soient mises en porte-à-faux au moment du recollage.

Toutes ces opérations sont compliquées par le fait qu'elles doivent être réalisées sur le terrain, à moins de pouvoir faire un aller retour au laboratoire.

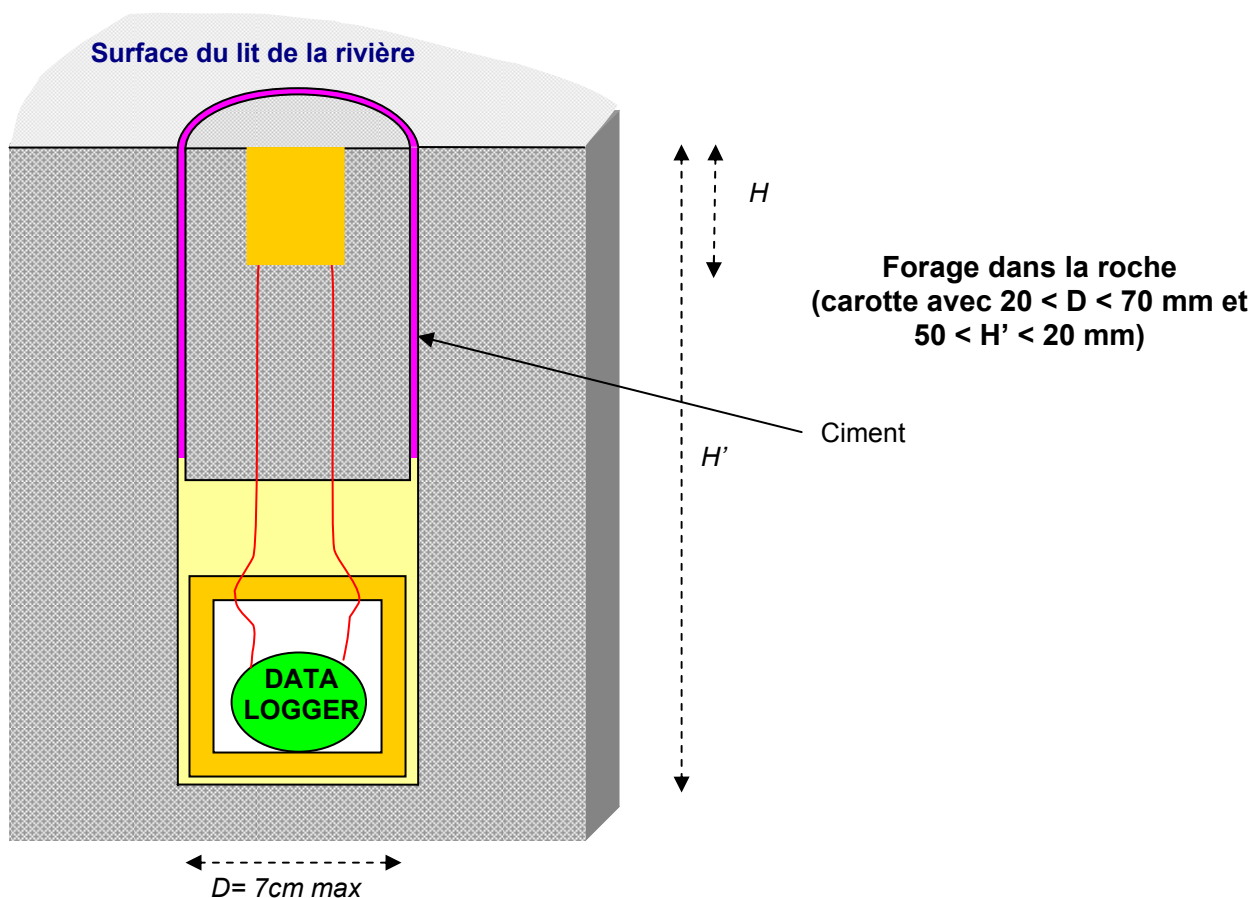


Figure 6 : Installation du dispositif dans le lit rocheux.

L'espace entre la carotte et les parois du trou est inévitablement plus large, de l'ordre de 4 voir 5 mm. Dans des grès il devra être bouché avec du ciment qui a approximativement la même résistance mécanique. Pour limiter les effets de bord, il faut que la carotte soit beaucoup plus large que la largeur utile du capteur (la distance entre les pistes).

➤ Remarques générales sur le matériel d'acquisition

Le matériel électronique d'acquisition doit résister aux conditions extrêmes pouvant régner au fond du lit des rivières. Deux options s'ouvrent à nous :

(1) Soit il est possible de tendre un câble dans une tranchée taillée dans la roche depuis le capteur jusqu'à la berge (par exemple avec une disqueuse). Dans ce cas le dispositif d'acquisition serait installé dans un abri et pourrait être alimenté de l'extérieur. Un système d'amplification du signal deviendrait certainement indispensable.

(2) Soit la berge est trop éloignée⁶ et l'amplification du signal impossible. Il faut alors miniaturiser le système d'acquisition pour le loger dans un trou creusé dans le massif rocheux au fond de la rivière, et tout reboucher ensuite. Outre la contrainte de réduire la consommation du dispositif, l'enfouissement du matériel pose le problème de la récupération des données. Si possible, il devrait tenir dans un cylindre de moins de diamètre 38 mm, de hauteur 40 ou 80 mm (pour des raisons de facilité de forage). L'étanchéité sous une pression de 1.5 bar (5m de colonne d'eau) devrait être garantie pendant quelques heures. Le tout résistant également aux vibrations.

• Généralités sur les matériaux utilisés

➤ Le type de support

Nous avons testé plusieurs types de supports, et il s'est avéré que le meilleur comportement à l'érosion est obtenu avec les plaquettes d'époxy utilisées par Vishay. La plupart des autres matériaux trop plastiques ont tendance à s'écraser et s'étirer sous l'effet des impacts. Toutefois il est difficile de se procurer un matériau comparable dans le commerce, surtout en petite quantité. La solution est d'utiliser une plaque d'époxy plus épaisse et de l'abriter progressivement jusqu'à obtenir une épaisseur de 50 à 100 µm. Cette opération se réalise avec du matériel classique utilisé pour tailler les lames minces.

➤ Le type de métal

Le choix du métal est très important : la principale contrainte dans notre contexte est l'oxydation. Malgré la protection dans le dispositif on ne peut exclure que le métal s'oxyde progressivement par la tranche (sur la très faible surface au contact avec l'eau) et à la faveur de micros défauts dans la colle et le vernis (bulles, et cætera). L'or et le carbone sont les meilleurs candidats, éventuellement le nickel, mais le cuivre est à proscrire. **Pour des raisons techniques nous nous sommes d'abord orienté vers des dépôts d'or** : dans le cas du sputtering au carbone la quantité de matière déposée est difficilement modulable. Toutefois il est possible que nous revenions sur ce choix dans l'avenir.

⁶ Malgré sa relative étroitesse, la Bakeya devrait être équipée d'un dispositif d'enregistrement miniaturisé. En effet un matériel exposé à la surface risquerait d'être rapidement dégradé par les passants.

La différence entre un capteur en **or** et un capteur en **carbone** n'est pas anodine : les résistivités σ des deux éléments sont extrêmement différentes ($2.2 \cdot 10^{-8} \Omega \cdot m^{-1}$ contre environ 1000 à $3500 \cdot 10^{-8} \Omega \cdot m^{-1}$). En conséquence le dimensionnement du capteur devrait être adapté.

Ce point soulève un problème théorique : pour rester dans des gammes de résistance raisonnables (c'est-à-dire de l'ordre de l'ohm avec des sauts de résistance mesurables supérieurs à 0.01Ω), compte tenu des dimensions $h \cdot L$ imposées, l'épaisseur du dépôt d'or devrait être extrêmement faible, de l'ordre du nanomètre. Bien que cela reste supérieur aux dimensions de l'atome d'or, il est impossible d'obtenir un film d'or continu de moins de 15 à 20 nm d'épaisseur. Si la quantité d'or est insuffisante il se forme alors des îlots d'or plus ou moins isolés les uns des autres, un peu à la manière de gouttes d'eau sur une vitre. On parle de « discontinuous gold island films » [e.g. Zheng et al., 1995, Bishay et al., 2000]. D'après la littérature les dimensions et les structure de ces îles varient fortement : leur diamètre peut atteindre 0.5 voire $1 \mu m$ mais reste souvent bien inférieur à $0.1 \mu m$, et l'espace entre les gouttelettes peut se réduire à quelques nanomètres selon le contexte.

La structure et l'évolution de ces dépôts sont mal comprises et surtout leurs comportements électriques ne sont pas modélisés correctement. A priori les lois régissant les conducteurs ohmiques classiques épais, notamment l'Équation 1 (p. 290), ne sont plus directement applicables. Notons que même les films plus épais jusqu'à $0.1 \mu m$ posent problème [i.e. Munoz et al., 2000]. Ce type de structures insulaires n'est d'ailleurs pas encore exploité industriellement, malgré son intérêt potentiel en électronique, et notamment pour la fabrication de capteurs thermosensibles. Nous allons voir que nous pouvons malgré tout utiliser la technologie du sputtering pour fabriquer des capteurs d'érosion fiables, à condition d'effectuer une série de calibrations présentées dans le paragraphe suivant.

b Sensibilité et vérification du comportement

• Propriétés électriques

Nous avons vérifié au Laboratoire Ampère de Lyon les propriétés électriques de notre capteur :

1. Tout d'abord l'homogénéité du champ électrique, à l'aide d'un appareil spécial équipé d'une pointe mobile pour mesurer le potentiel électrique. Les résultats confirment l'homogénéité des dépôts par sputtering à l'échelle de la plaquette.

2. Ensuite la capacitance du capteur, pour tester son temps de réaction à une impulsion électrique. Il semble qu'elle soit extrêmement faible, le régime transitoire est très court et ne devrait pas perturber la mesure.

- **Stabilité de la résistance au cours du temps et propriétés thermiques**

- Réarrangement des îlots d'or avec le temps

Le problème de la stabilité du capteur au cours du temps est particulièrement crucial. En effet nous avons mis en évidence une décroissance de la résistance du type puissance ou logarithmique sur toutes nos plaquettes (Figure 7). Cette décroissance très marquée les premiers jours se poursuit ensuite pendant plusieurs mois : elle correspondrait à un réarrangement progressif des îlots d'or qui deviendraient plus jointifs et donc conduiraient mieux l'électricité.

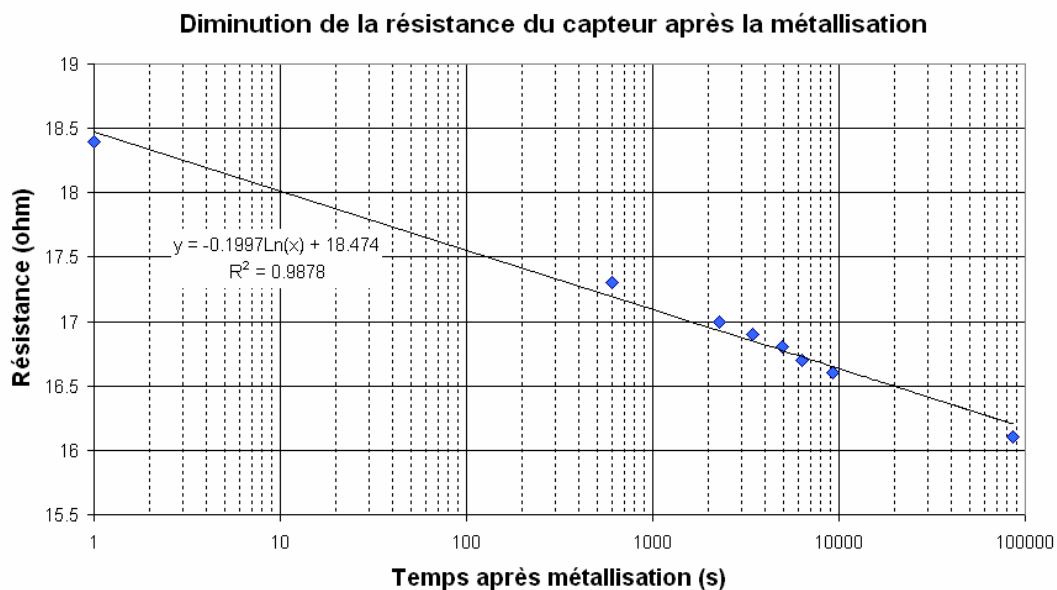


Figure 7 : Evolution d'une plaquette non vernissée dans les premières heures suivant la métallisation.

Naturellement le temps à « 1 seconde » après la sortie du métalliseur pour la première valeur n'a pas beaucoup de sens : il s'agit simplement de la première mesure effectuée.

Un capteur vernissé subit également une décroissance de sa résistance, mais celle-ci paraît plus lente. Des expériences complémentaires devraient être effectuées pour vérifier l'effet du vernis sur le réarrangement.

- Effet de la température

Penchons nous à présent sur l'effet de la température. Comme pour les matériaux, la résistivité de l'or augmente pour des températures plus élevées. En outre le taux d'augmentation de la résistivité en relation avec la température, dépend lui-même de la température. Ce problème complexe a été particulièrement abordé dans la littérature sur les dépôts métalliques fins et insulaires [e.g. Bishay et al.]. Nous nous sommes contenté de quelques expériences simples pour le quantifier sur nos prototypes de capteurs (Figure 8).

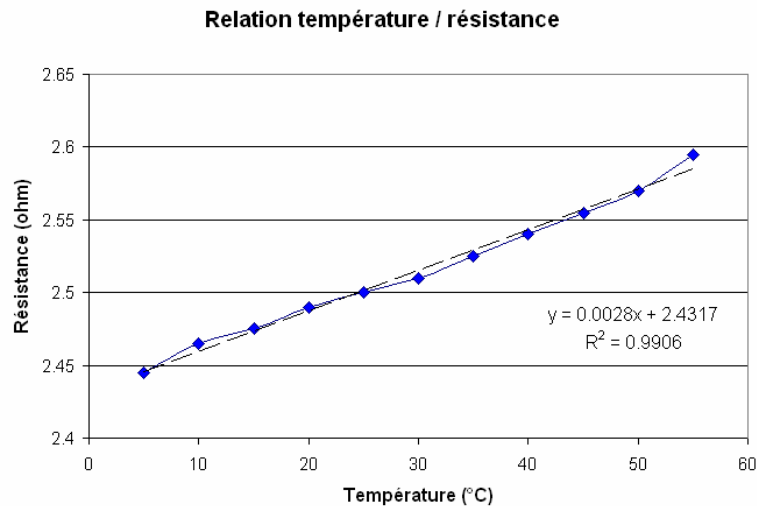


Figure 8 : Augmentation de la résistance en fonction de la température pour un capteur donné.

Sur cette gamme de température l'évolution paraît presque linéaire.

Dans ce cas particulier une variation de 10°C, par exemple entre 20°C et 30°C, correspond à un saut de résistance de l'ordre de 0.02 Ω, et pourrait être interprétée comme une érosion du capteur de 0.2 mm.

Tous nos capteurs suivent des tendances comparables, mais les relations linéaires obtenues ne sont pas transposables d'un capteur à l'autre. Pour un capteur donné se faisant éroder, la relation change également simultanément à la perte de surface ; toutefois dans ce cas il est possible de recalculer une nouvelle relation à peu près en accord avec nos observations, en se basant sur un taux d'augmentation de la résistivité avec la température qui reste constant.

Finalement ces observations indiquent qu'une calibration thermique de chaque capteur avant installation sur le terrain s'avère indispensable si nous souhaitons une précision maximale. Elle pourrait être négligé dans un premier temps. Ce problème se résoudra quand notre protocole de fabrication sera suffisamment stable pour obtenir des capteurs presque identiques⁷. En outre la mesure de la température de l'eau est recommandée sur le terrain. Heureusement elle devrait assez peu varier.

➤ Recuit des capteurs

Nous avons identifié un autre effet de la température sur le comportement des capteurs : de fortes températures ont pour effet d'accélérer le processus de réarrangement des îlots d'or. Ce phénomène se produit pour des températures supérieures à 50°C et devient très net au-delà de 80°C. Naturellement il est plus marqué sur des capteurs « récents » que sur des capteurs « anciens », et finit par disparaître au bout de plusieurs cycles de « cuisson » (Figure 9).

⁷ L'influence de la température est moins flagrante sur les jauges de propagation de fissure, mais elle perturbe tout de même la mesure. Notons qu'il existe des métaux moins sensibles que l'or, notamment un alliage fréquemment utilisé dans l'industrie : le constantan.

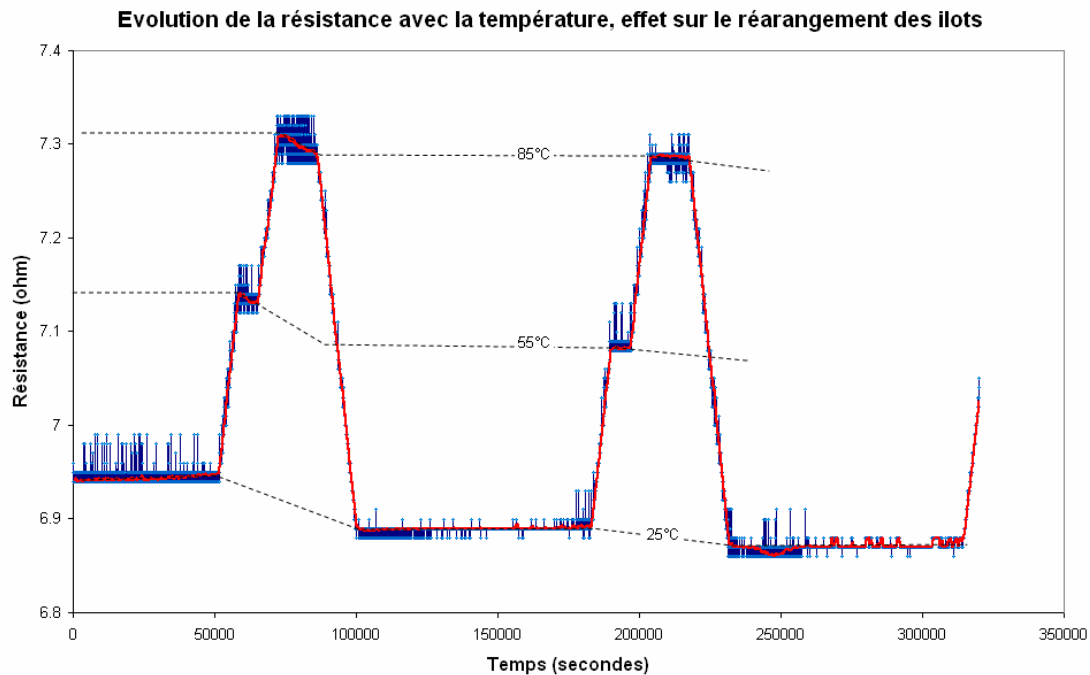


Figure 9 : Effet de la température sur le réarrangement des îlots d'or.

Pendant plusieurs semaines ce capteur a subi plusieurs cycles de montée et descente en température, avec des paliers à 25°C, 55°C, et 55°C. Seuls les trois premiers jours de l'expérience sont représentés. Lors du premier cycle la perte définitive de résistance causée par la « cuisson » a été très importante. Elle s'atténue ensuite lors des cycles suivant jusqu'à presque disparaître (hors graphique). Notons que la droite de corrélation $R = f(T)$ a tendance à se raidir avec le réarrangement.

Notons la dispersion des données par rapport à la moyenne mobile (courbe rouge).

Nos expériences montrent qu'il est possible de stabiliser la valeur de la résistance en quelques jours en cuisant le capteur à plus de 80°C. Tous les capteurs installés sur le terrain doivent subir ce traitement. Notons que la diminution de résistance semble irréversible sauf en cas d'endommagement et d'oxydation.

• Résistance à l'oxydation

Nous avons également testé la résistance à l'oxydation de nos capteurs et celui des jauges de propagation de fissure Vishay®. Pour cela nous avons laissé deux mois dans un bac d'eau à environ 20-25°C des composants vernissés. La valeur de résistance n'a pas augmenté, ce qui témoigne de l'absence totale d'oxydation même sans la protection de la colle et de la roche (rappelons que les capteurs seront collés et enchâssés dans la roche sur le terrain). Nous avons ensuite brisé les capteurs pour vérifier que l'oxydation ne pouvait pas se propager dans la tranche entre le film d'or (ou de nichrome) et l'époxy ou le vernis, et là encore les résultats ont été concluants. Nous ne devrions donc pas rencontrer ce type de problème sur le terrain, du moins au niveau du capteur.

- **Influence des contraintes mécaniques**

Nous avons décelé une influence possible des contraintes mécaniques sur la valeur de résistance mesurée. En effet, lorsque le capteur est soumis à un choc thermique, la résistance fait une petite chute simultanée : il s'agit sans doute d'une conséquence de la dilatation / contraction différentielle du support. Ce type de comportement devra être vérifié sous presse avec un capteur intégré dans une carotte.

4 Résultats obtenus

- **Essais par ponçage à sec**

➤ Performance et calibration des capteurs.

La plupart de nos essais préliminaires ont été réalisés avec une petite meule équipée d'une vis d'avancement micrométrique. L'érosion des capteurs de dimension $L \cdot h = 20 \cdot 20$ mm s'est faite par tranche de $50 \mu\text{m}$ à $1000 \mu\text{m}$.

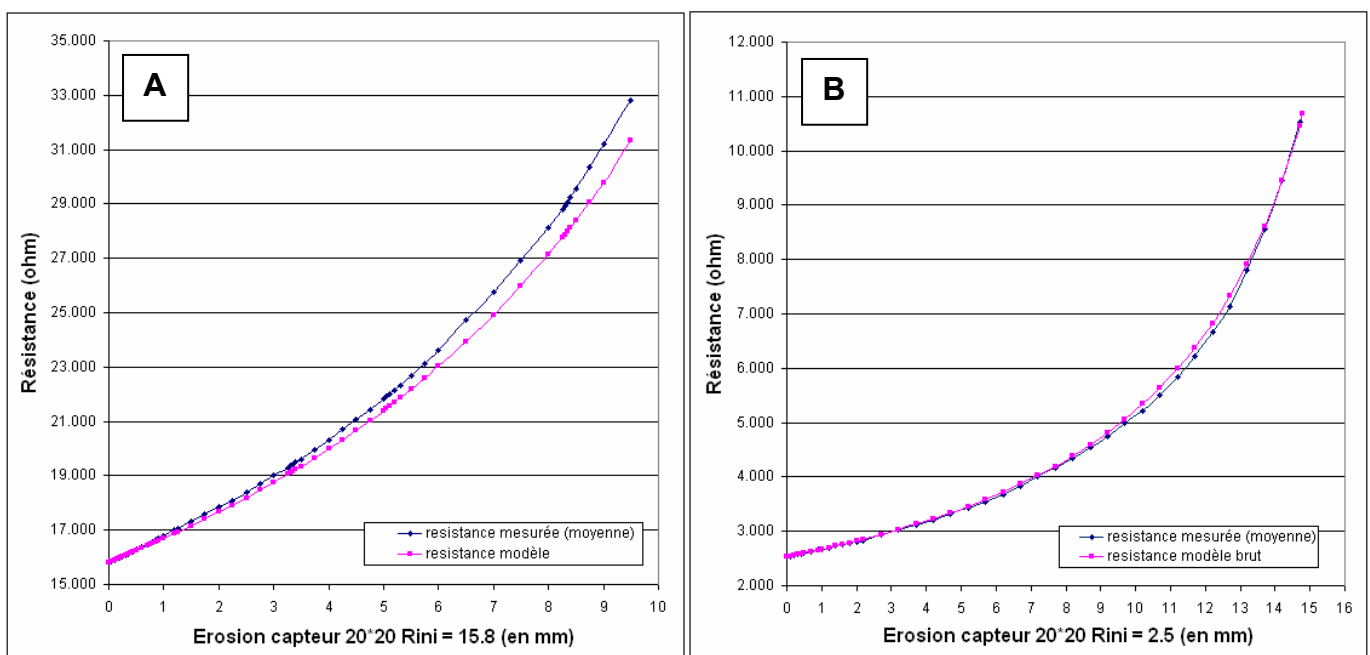


Figure 10 : Essai d'érosion d'un capteur par ponçage à sec.

(A) La résistance initiale du capteur avant érosion était de 15.8Ω .

(B) La résistance initiale du capteur avant érosion était de 2.5Ω .

Les résistances mesurées donnent les courbes en bleues.

Le « modèle » est basé sur l'Équation 1 (p. 290). A partir de la valeur de résistance avant érosion, une « épaisseur » d'or équivalente est calculée. Dans le cas A cette épaisseur est de 1 nm , dans le cas B elle est de 9 nm . Naturellement cette valeur ne peut pas correspondre exactement à la réalité, le dépôt étant très probablement insulaire. Ensuite la courbe rose est simplement calculée d'après l'Équation 1.

Nous remarquons que le capteur B qui contient le plus d'or, et qui est donc le moins « insulaire » s'ajuste le mieux au modèle (Équation 1). Cette tendance se vérifie sur la dizaine de capteurs que nous avons testé de cette manière, mais elle n'est tout de même générale.

Nos résultats nous permettent d'aller un peu plus loin. En effet nous avons remarqué que sur tous nos capteurs la corrélation modèle – mesure est excellente, même si les deux valeurs sont assez éloignée (Figure 11).

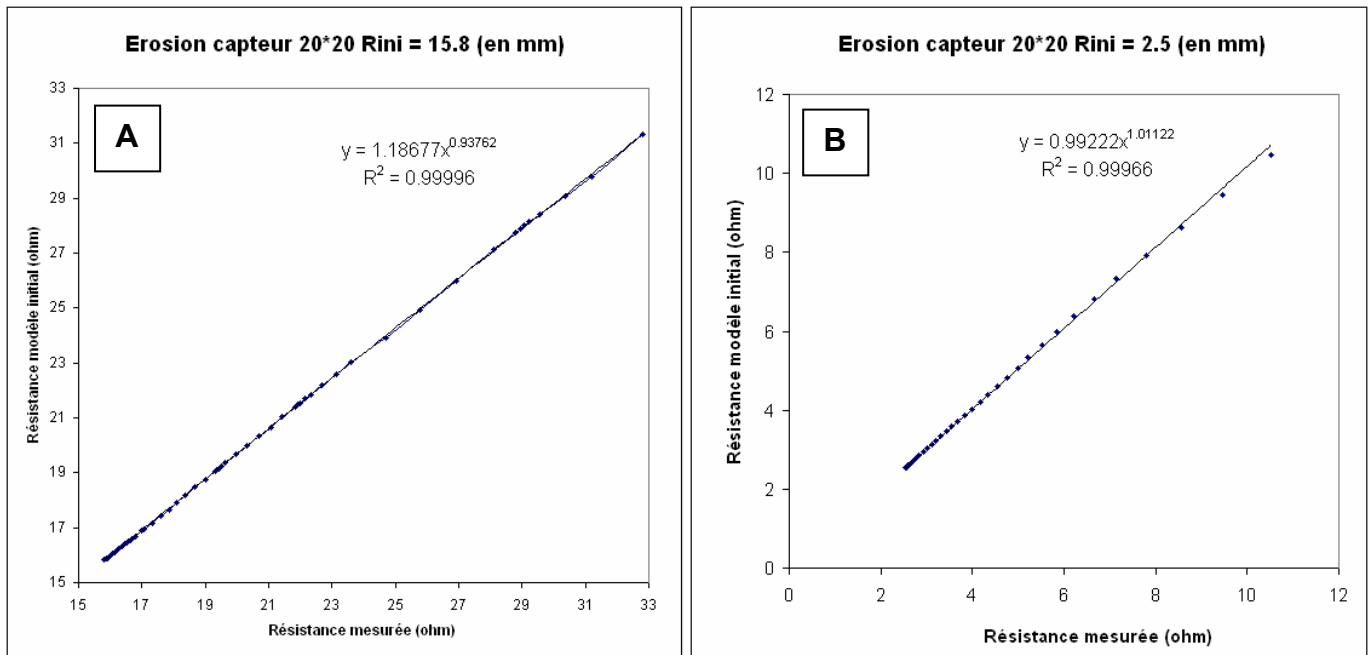


Figure 11 : Corrélation résistance modèle – résistance mesurée, correction empirique du modèle.

Nous avons choisi d'illustrer par une relation « puissance » (ab^x), mais une relation de type « linéaire » ($ax+b$) est aussi bien adaptée.

Finalement, il semble possible de corriger le biais observé en utilisant les relations « puissance » (ou « linéaire ») de la Figure 11. En effet il existe une corrélation exploitable permettant de prévoir les paramètres a et b des relations de correction à partir de la résistance initiale (Figure 12). Malheureusement, la corrélation n'est pas excellente : il reste difficile de prévoir le comportement d'un capteur simplement à partir de son état initial apparent. Une autre alternative consisterait à tester en laboratoire tous les capteurs avant leur installation, en les meulant sur un ou deux millimètre. Cette manipulation permettrait de calibrer les paramètres de correction.

Finalement, en appliquant toutes les corrections évoquées, nous arrivons à obtenir une précision nettement inférieure à 50 μm dans la plupart des cas. Tous les capteurs sont équivalents, les capteurs les plus résistifs semblant donner des données plus régulières. Notons que le matériel d'acquisition peut avoir du mal à décélérer des sauts de résistance très faibles (de l'ordre de 0.013 Ω pour une érosion de 50

μm du capteur B). En revanche si aucune correction du modèle n'est appliquée, alors il semble préférable de travailler sur les capteurs les moins résistifs. Dans ce cas nous pouvons espérer une résolution de $100\ \mu\text{m}$.

Enfin il semble qu'au-delà de $15\ \text{mm}$ d'érosion, les capteurs de dimension initiale $20 * 20\ \text{mm}$ proposés deviennent difficiles à modéliser. Ce problème peut avoir plusieurs origines. Par exemple nos prototypes n'ont pas été taillés très proprement, et il est possible que l'incertitude sur les dimensions exactes des objets finisse par poser problème quand celui-ci devient très petit.

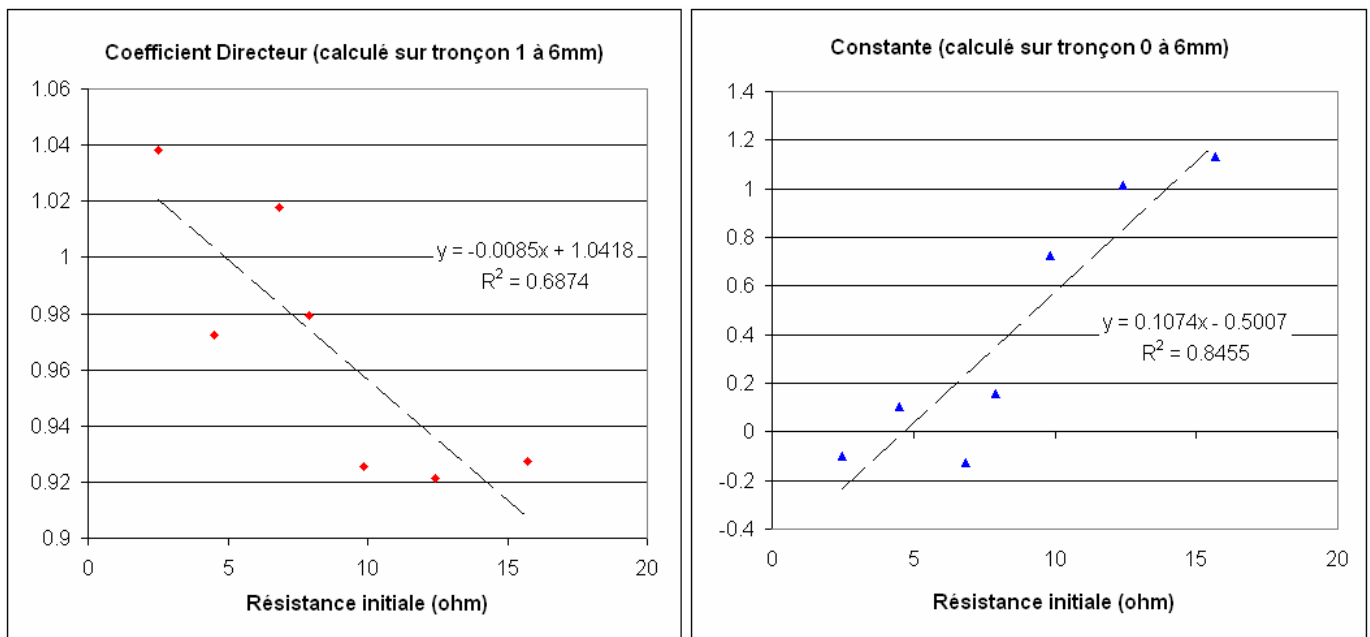


Figure 12 : Estimation des paramètres de correction du modèle à partir de la résistance initiale, cas d'une relation linéaire ($ax+b$).

« Coefficient Directeur » = a

« Constante » = b

➤ Effet de l'érosion différentielle du capteur

Nous avons vu que l'érosion des jauges de propagation de fissure conduisait à mesurer une érosion maximale sur la largeur du capteur. Qu'en est-il pour les capteurs à film ?

Nous avons procédé à quelques expériences un peu différentes sur certains capteurs : au lieu d'éroder directement tout un niveau avec la meule, nous avons procédé par étape en rognant petit à petit soit depuis un côté, soit depuis le centre.

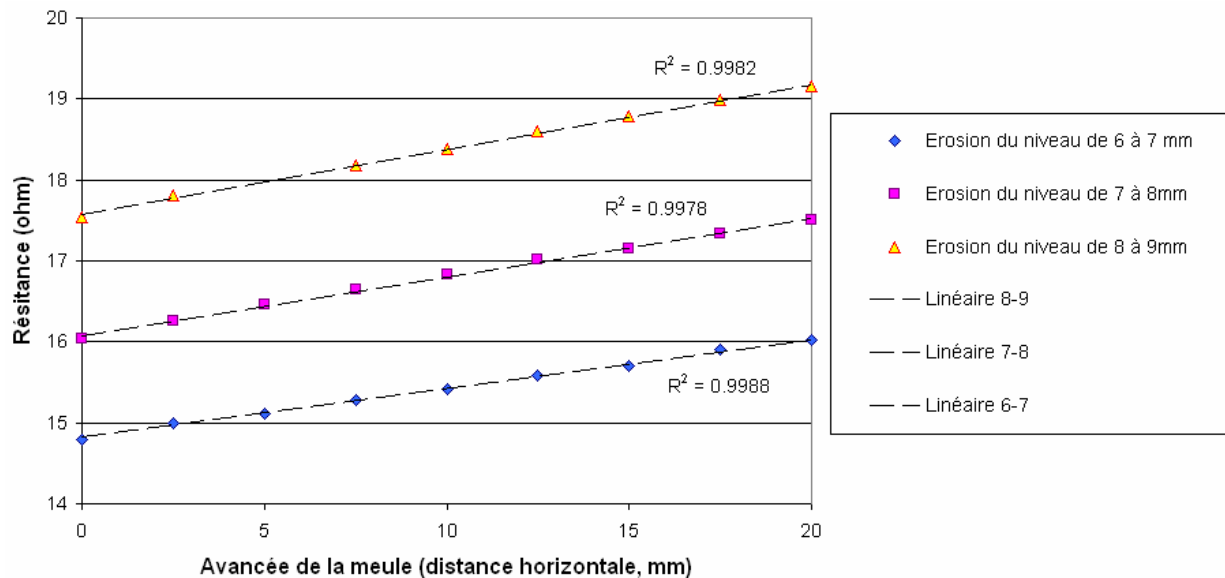


Figure 13 : Erosion progressive du capteur par un côté.

Nous avons procédé à l'érosion d'une tranche de 1mm avec la meule, en partant d'un côté. Tous les 2.5 mm d'avancement latéral de la meule nous nous sommes arrêté pour effectuer une mesure (rappelons que la largeur de la zone utile entre les pistes du capteur est de 20 mm). Finalement nous obtenons une augmentation de la résistance parfaitement linéaire avec l'érosion latérale.

Ces expériences prouvent que l'érosion mesurée par notre dispositif est une **érosion moyenne sur la largeur du capteur**. Toutefois nous n'avons testé ce comportement que pour un dénivelé maximum de 1 mm entre le point le plus érodé et le point le moins érodé (sachant qu'il restait encore plus de 10 mm de capteur intact sous le front d'érosion). Il semble possible que le comportement soit moins prévisible en cas de très fort dénivelé ou si le capteur arrive en bout de course.

• Essais dans les dispositifs de simulation de l'érosion

Tout d'abord, précisons que nous avons également procédé à quelques essais dans les petits et grands dispositifs de simulation de l'érosion (chapitre III), en conditions quasi naturelles (avec la même configuration d'un capteur enchâssé dans une carotte). Ces essais n'ont pas permis d'avancées théoriques sur le comportement des capteurs, mais ils ont prouvé que notre dispositif résistait bien au choc et s'érodait bien simultanément à la roche (nous avons obtenu des taux d'érosion constant au cours du temps). Nous avons également vérifié que le capteur lui-même n'était pas trop invasif et perturbait peu les processus d'érosion à son voisinage, et ce quel que soit la roche utilisée (grès ou calcaire dur). Toutefois nous avons constaté que le trou annulaire en bordure de la carotte posait des problèmes : il faudra absolument employer un mortier aussi résistant (voire un peu moins résistant) que la roche encaissante. Une campagne de mesure de l'érodabilité de matériaux synthétiques devra être menée prochainement.

B. Les capteurs de chocs

1 Objectifs et cahier des charges

a Mesurer le nombre et l'énergie des impacts sur le fond rocheux

Les galets sont les outils de l'abrasion fluvatile. Quand on s'intéresse à ce phénomène, on devrait donc essayer de mesurer la fréquence des impacts et **l'énergie transmise** à la roche par les impacts, ou à défaut **l'énergie cinétique** des objets impactant. Malheureusement ce type de données n'est pas directement accessible sur le terrain. On doit se contenter généralement d'analyser le spectre granulométrique moyen de la charge de fond pour avoir une idée de la masse des impactants (Chapitre II), et de la vitesse du courant à un instant donné (Chapitre IV). Ces données de base approximatives associées à des calculs statistiques (ou des modélisations numériques des écoulements) et à des mesures expérimentales (pour déterminer par exemple la relation entre la vitesse du courant et celle des galets...) peuvent donner une idée de la fréquence des impacts et de l'énergie cinétique moyenne des particules de la charge de fond. Cependant, contrairement aux mesures de débit et de vitesse, les caractéristiques du flux de sédiment ne peuvent être pas estimées en continu. Elles doivent varier fortement dans le temps selon l'intensité des crues, mais aussi en fonction de la chronologie des événements (en région tropicale les premières crues de la saison des pluies semblent mobiliser plus de sédiment que les crues suivantes, on observe aussi un « effet d'hystérésis » sur le volume de sédiment transporté entre les phases de crue et de décrue).

Les recherches actuelles portent généralement sur l'utilisation de géophones et d'hydrophones censés mesurer le « bruit » généré par le choc des particules entre elles ou sur le fond. Les stations sismiques installées à proximité de grandes rivières ont également fourni des résultats exploitables dans certains contextes. La réponse en fréquence en amplitude du signal acoustique peut être associée à la vitesse des particules, à leur taille et à leur nombre. Ces techniques ont l'avantage de permettre une mesure des caractéristiques globales de la charge de fond à l'échelle de la rivière. Cependant elles ne donnent pas accès directement à l'énergie et à la fréquence des chocs et nécessitent une calibration complexe pour être utilisées en ce sens, et pour obtenir des données quantitatives. De plus, dans le cas d'un fond rocheux rugueux présentant une morphologie complexe, elles ne permettent pas d'estimer précisément les caractéristiques des impacts en un point donné, et donc d'associer efficacement les mesures d'érosion ponctuelles à la fréquence et à l'énergie des chocs.

Notre objectif a donc été de concevoir un dispositif de mesure ponctuel de la fréquence et de l'énergie des impacts des galets sur le fond rocheux, dispositif que nous appellerons « **capteur de**

choc ». La meilleure solution pour caractériser un impact est de détecter et de mesurer les ondes mécaniques (« acoustiques ») qui se propagent dans le matériau impacté. Cette technique a déjà été éprouvée dans plusieurs études dont le but était de déterminer la fréquence des impacts de galets sur le lit de torrents [e.g. une série d'articles édités par Bogen et al., 2003, à l'occasion d'un workshop tenu à Oslo en 2002]. Certains travaux ont aussi porté sur les variations d'amplitude acoustique du signal lors d'impacts de différentes énergies, et même sur les caractéristiques fréquentielles du signal en fonction de la taille des particules. La plupart de ces dispositifs ont été développés et testés par des équipes d'ingénieurs travaillant pour des organismes publics de gestion des réseaux hydrographiques et des ressources en eau, ou par des géographes, et n'ont malheureusement pas fait l'objet de publications importantes dans la presse scientifique dédiée aux géosciences et à la géomorphologie. Des résultats intéressants ont pourtant déjà été obtenus que ce soit lors d'essais en laboratoire ou sur le terrain. Ces essais ont notamment permis d'observer directement « l'effet d'hystérésis » que nous avons évoqué précédemment.

A notre connaissance, les « capteurs de chocs » développés jusqu'à présent ont tous été construits sur le même modèle : il s'agit d'une plaque en acier relativement peu épaisse et assez large (>10 cm de côté), sous laquelle est fixée un ou plusieurs capteurs acoustiques. Ce type de plaque, solidement arrimé au lit rocheux par des ancrages profonds, a prouvé sa résistance au moins à l'échelle de quelques crues, dans un environnement toutefois moins agressif que celui de la Bakeya ou de la Liwu River. Nous allons suivre la même voie, en changeant l'architecture générale du dispositif. Notre capteur doit relever plusieurs défis :

1. Permettre un enregistrement très haute fréquence (mesure d'un grand nombre d'impacts très rapprochés dans le temps, et ce sur plusieurs mois) ;
2. Etre capable de quantifier précisément l'énergie de chaque impact sur une très large gamme d'énergies (du gravillon au bloc métrique) ;
3. Etre résistant aux conditions extrêmes rencontrées dans les gorges de la Bakeya au Népal et de la Liwu à Taiwan ;
4. Coûter le moins cher possible pour permettre l'installation d'un grand nombre de capteurs à différentes positions dans le lit. Comme pour les capteurs d'érosion, il serait intéressant de construire de grands profils transversaux, et d'associer les deux types de capteurs à proximité l'un de l'autre.

b Contraintes techniques

- **Un milieu difficile d'accès et très agressif**

Globalement les difficultés techniques soulevées par ce nouveau dispositif sont comparables à celles rencontrées pour la conception du « capteur d'érosion ». Le « capteur de choc » devra être associé à un oscilloscope (voltmètre) et un enregistreur, une partie du dispositif (sinon la totalité) étant enchâssée dans la roche au fond d'un torrent. Comme dans le cas du « capteur d'érosion », l'autonomie totale du dispositif risque d'être une contrainte incontournable dans de nombreux environnements. Ce problème pourrait être encore plus sensible pour ce type de capteur qui doit générer un signal électrique sinusoïdal amorti, comme nous allons le voir plus tard. En effet un tel signal sera d'autant plus facilement perturbé par le bruit électromagnétique ambiant que le câble reliant le capteur à l'appareillage de mesure sera long.

Dans les rivières très actives que nous comptons instrumenter, la masse des galets est généralement comprise entre 0.01 et 10 kg. Ponctuellement des éléments beaucoup plus gros (plusieurs tonnes) peuvent rouler sur le fond. La vitesse d'impact des galets varie entre 0.5 et 4 m.s⁻¹ (en fonction de la taille des galets, de la vitesse du courant,...). Au bout du compte nous pouvons nous attendre à des énergies cinétiques d'objets impactant de l'ordre de 0.01 J à 500 J, et exceptionnellement des valeurs de plusieurs milliers de joules. On notera également que l'angle d'impact peut prendre n'importe quelle valeur (de 0° à 90°), même si statistiquement il semble possible de prédire la trajectoire moyenne des galets en connaissant la structure de l'écoulement par rapport à la surface du fond.

- **Contraintes d'acquisition des données**

Le dispositif d'acquisition sera plus perfectionné que celui du « capteur d'érosion ». En effet la fréquence des mesures devra être beaucoup plus élevée (fréquence d'échantillonnage), et être largement supérieure à la fréquence des impacts (quelques impacts par secondes). Il est évident que plusieurs mesures par impact seront requises pour caractériser un événement. Nous décrirons plus tard la valeur que doit prendre la fréquence d'échantillonnage. Quoi qu'il en soit on devra à coup sûr effectuer plusieurs milliards voire billions de mesures par mois de fonctionnement.

Nous pouvons imaginer différentes stratégies d'enregistrement de ces mesures :

1. Enregistrer toutes les mesures effectuées, pour les traiter ensuite. Les sismographes de terrain recueillent largement autant de données (tout à fait comparables d'ailleurs), mais dans notre cas le dispositif devra être miniaturisé et peu gourmand en énergie s'il doit fonctionner en autonomie complète.

2. Ne déclencher un enregistrement que lorsque la tension mesurée dépasse un certain seuil, et arrêter l'enregistrement au bout d'un certain laps de temps. Il est également possible de traiter l'information en temps réel, et de ne conserver pour chaque impact détecté que les caractéristiques essentielles du signal utiles à l'analyse.

3. Enregistrer les données par intermittence, lors de plages d'acquisition suivant un pas de temps régulier.

4. Sommer le signal détecté sur un pas de temps donné. Les données recueillies ne fourniraient pas d'information sur la répartition énergétique des impact, mais donneraient au moins accès à l'énergie totale reçue par le capteur.

Seules la détermination préalable des caractéristiques des chocs et de l'enregistrement correspondant permettent de déterminer la fraction "utile" du signal et d'opter ou non pour un système filtrant optimal. Même si la mise au point de la partie électronique d'un tel filtre n'a pas été abordée dans le cadre de ce travail de thèse, la réalisation de toute une série de tests présentés dans les prochains chapitre permet d'identifier les caractéristiques des enregistrements de chocs et de proposer un certain nombre de solutions pour filtrer le signal et n'en garder qu'une partie minime afin de limiter le stockage de données.

2 Caractéristiques techniques du capteur de chocs

a Les capteurs piézoélectriques

Il existe plusieurs types de capteurs susceptibles de mesurer des ondes mécaniques, notamment les accéléromètres à ressort et les capteurs piézoélectriques classique. Nous allons voir que ces derniers ont de grandes qualités, aux premiers rangs desquelles leur faible coût et leur grande rusticité.

• Un peu de physique : la piézoélectricité...

L'effet piézoélectrique est lié à l'apparition de charges électriques à la surface de certains cristaux (comme le quartz) soumis à une déformation. Un cristal présentant une forte constante diélectrique peut alors se comporter comme un petit dipôle. Les « céramiques piézoélectriques » utilisées dans les capteurs acoustiques sont constituées d'un assemblage de cristaux piézoélectriques. Notons qu'il existe également un effet piézoélectrique inverse, qui provoque la déformation d'un cristal soumis à un champ électrique.

Une céramique piézoélectrique a donc la capacité de produire un potentiel électrique si elle est soumise à une vibration. Dans la zone de fonctionnement du capteur la fréquence du signal électrique correspond à la fréquence des vibrations mécaniques. Cependant pour certaines fréquences de vibration bien précises le signal électrique émis aura une amplitude beaucoup plus importante (et vice versa). Ces fréquences sont appelées « fréquence de résonance » et correspondent à la « fréquence de vibration propre » (ou « libre ») de la céramique. Leur valeur dépend des dimensions de la céramique et des propriétés mécaniques du matériau piézoélectrique utilisé, notamment de la vitesse de propagation du son (onde mécanique longitudinale) dans le matériau. Nous reparlerons de ces fréquences de vibration propre dans un paragraphe suivant.

Généralement les capteurs piézoélectriques destinés à détecter des ondes de choc de fréquence variable sont utilisés pour des fréquences de vibration inférieure à la plus basse fréquence de vibration propre du matériau. Dans ce domaine fréquentiel la réponse électrique d'un bon capteur sera stable, c'est-à-dire que pour une énergie mécanique donnée l'amplitude du signal électrique sera la même quelle que soit la fréquence de vibration. D'autre part les équations de la piézoélectricité prévoient que la polarisation des cristaux est proportionnelle à leur déformation. Il est d'ailleurs possible de calculer un couplage électromécanique entre les énergies mécaniques et électriques échangées dans la céramique.

• **Le « Shock Sensor » Murata®**

Ne sachant pas comment allait se comporter notre dispositif de mesure à l'avance, nous avons cherché des capteurs sensibles aux ondes mécaniques à la fois bon marché et facile à trouver dans le commerce, pour effectuer nos premiers essais. Notre choix s'est porté les « Shock Sensor » du fabricant Murata (PKS1-4A10 de la gamme PIEZOLITE®). Outre leur prix ces capteurs présentent plusieurs avantages :

1. Une petite taille.

2. Une grande sensibilité et une large gamme d'utilisation (au moins sensibles à des accélérations de 1 G à 2000 G).

3. Une grande « rusticité » (facile d'utilisation, pas d'électronique à l'intérieur, bonne résistance...)

Un capteur de base (Figure 14) est simplement constitué d'une pastille de céramique sur laquelle sont fermement collées deux plaquettes de métal (électrodes). Aucun système d'amplification du signal n'est nécessaire. L'ensemble « céramique + électrode » est fixé vers le fond d'une capsule protectrice en plastique, sur la face l'opposée à celle d'où provient l'onde de choc. Le couplage entre la céramique et la

capsule est assurée par un fin anneau de colle élastique, qui doit permettre à l'ensemble « céramique + capteur » d'osciller plus ou moins librement à l'intérieur de la capsule quand elle est soumise à une vibration (et donc à une accélération). La capsule se fixe sur un support quelconque, normalement par vissage. Naturellement le capteur doit être installé dans l'axe de la vibration.

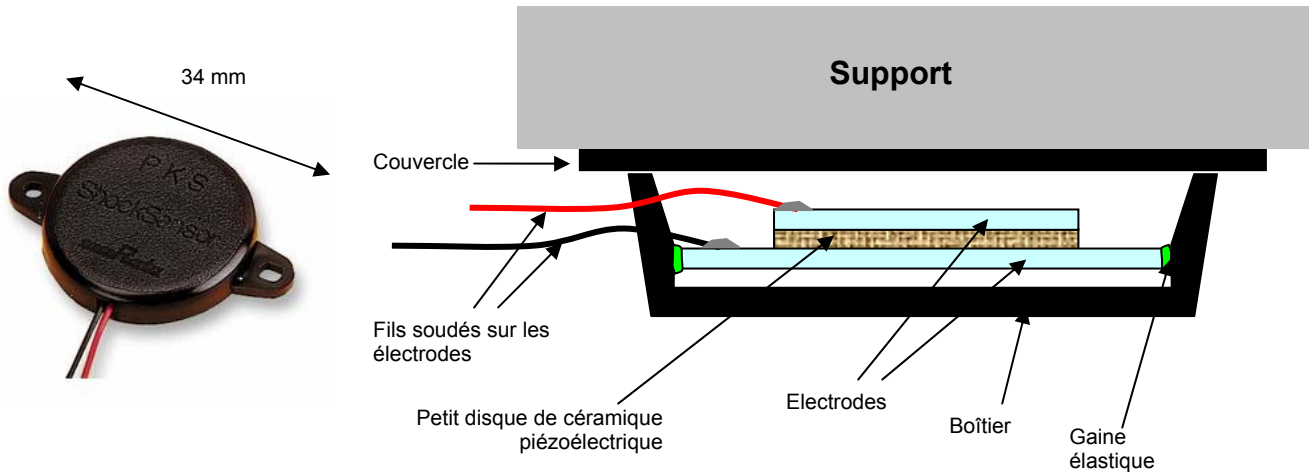


Figure 14 : Photo et schéma en coupe du « Shock Sensor » Murata PKS1-4A10

Habituellement le capteur est vissé sur le support. Dans notre cas il sera simplement collé (avec de l'Araldite®).

Les trois principaux inconvénients du capteur Murata sont une connectique trop fragile, un comportement légèrement différent d'un capteur à l'autre (le prix à payer de la rusticité), et surtout une fréquence de vibration propre basse vers 2000 Hz.

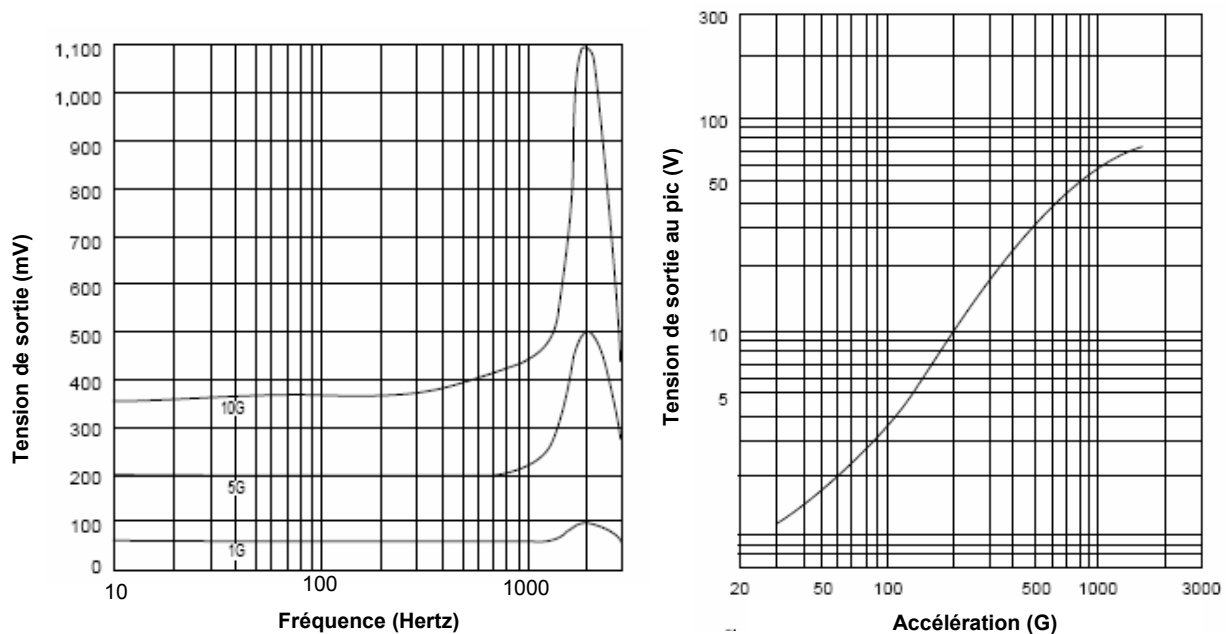


Figure 15 : Quelques caractéristiques techniques du « Shock Sensor » Murata PKS1-4A10

(Légende de la Figure 15)

La **réponse fréquentielle** du capteur (graphique de gauche) montre que dans la gamme de fonctionnement du capteur (de 10 à 1000 Hz), quelle que soit la fréquence de la vibration subie par la céramique, la réponse du capteur (tension de sortie) est quasiment stable pour une accélération donnée de la déformation (ici exprimée en « G »). Au contraire pour des fréquences de vibration proches de la fréquence propre de la céramique, la tension de sortie produite par le capteur dépend de la fréquence. Enfin pour des vibrations de fréquence plus élevée le comportement du capteur est inconnu : il peut exister d'autres fréquences de vibration propre d'amplitudes moins élevées. Naturellement, plus l'accélération de la déformation est élevée, plus la réponse du capteur sera importante.

b Designs du « capteur de choc »

• Pourquoi utiliser un « matériau relais » ?

Le lit des torrents est un milieu extrêmement « agressif ». Le capteur Murata ne peut pas être simplement fixé sur le fond de la rivière car il serait détruit instantanément. Les chocs doivent donc être mesurés indirectement, à travers un « matériau relais » suffisamment résistant : les galets heurtent ce matériau qui transmet une **onde de choc** au capteur qui est protégé (des chocs directs mais aussi de l'humidité). En outre il est beaucoup plus intéressant de ne mesurer les impacts que sur une surface réduite bien définie, pour faciliter l'interprétation du signal (et obtenir un nombre de choc ou des niveaux d'énergie par unité de temps et de surface). La surface libre du « matériau relais » enchâssée dans le massif rocheux délimitera efficacement la zone d'étude.

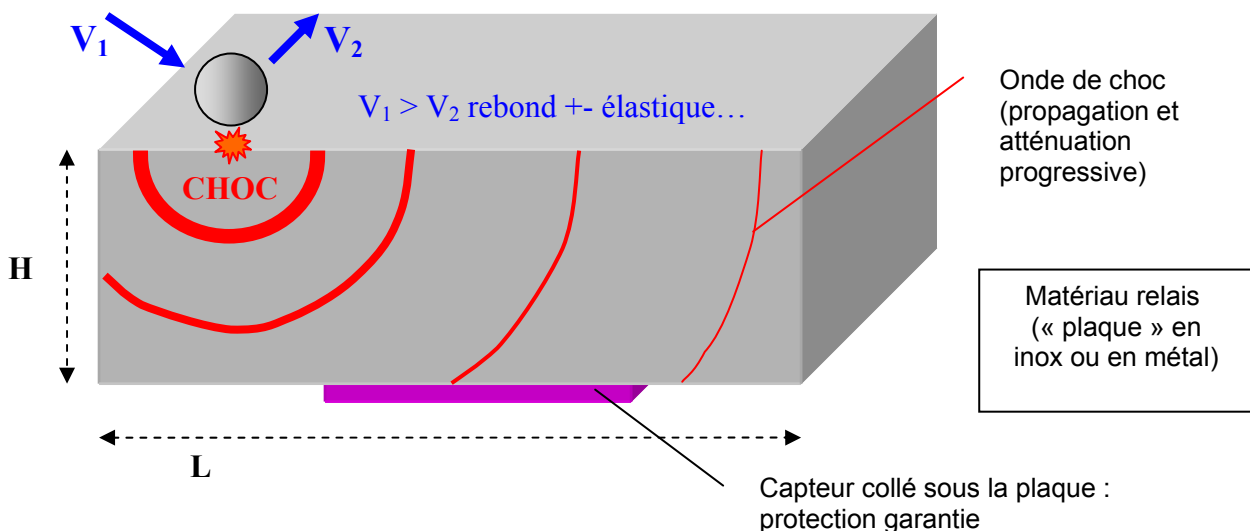


Figure 16 : Architecture habituelle des « capteurs de chocs » pour l'étude de la charge de fond

Ce type de plaque est habituellement solidement arrimé à la roche par des ancrages rigides. Selon sa position le capteur sera touché par une onde de choc d'énergie variable, surtout si L est très supérieur à H . Une solution parfois adoptée est de coller plusieurs capteurs sous la plaque (mais problème de traitement et de coût).

Le pic d'augmentation de pression généré par l'impact est naturellement maximum en surface au niveau de l'impact (cf. Théorie de Hertz). Selon les dimensions de la « plaque relais » et les propriétés mécaniques du matériau utilisé, l'onde de choc va s'atténuer progressivement en se propageant et en se réfléchissant.

Il ne vaut mieux pas utiliser la roche locale comme matériau relais pour trois raisons :

1. Comme cela a été expliqué dans la partie consacrée au « capteur d'érosion » il est difficile de cerner très précisément les propriétés physiques d'une roche (vitesse de propagation des ondes, hétérogénéités locales, anisotropie...). La modélisation acoustique d'un tel milieu de propagation est difficile, comparée celle d'un matériau « artificiel » homogène.

2. La roche va forcément s'éroder et peut être se fracturer au cours de l'expérience. Cela entraînerait à coup sûr une mauvaise interprétation des résultats. La micro fracturation de ce matériau relais trop fragile « consommerait » une quantité indéterminée de l'énergie du choc. Toutefois l'utilisation d'un matériau relais « étranger » ayant des propriétés mécaniques différentes de celles de la roche présente un inconvénient important si l'on souhaite mesurer l'énergie de des impacts et pas seulement les décompter : nous avons vu dans les paragraphes précédents que les caractéristiques d'un choc dépendent des propriétés mécaniques des matériaux. Le matériau relais idéal aurait donc un Module d'Young et un Coefficient de Poisson identique à la roche qu'il remplace, mais une résistance (limite élastique) bien supérieure.

3. Il est plus pratique de préparer proprement le capteur à l'avance au laboratoire, et pas sur le terrain (c'est possible dans le cas du « capteur de choc », mais pas dans celui du « capteur d'érosion »)

L'**acier inoxydable** semble avoir les qualités requises pour servir de relais. Il devrait être suffisamment dur et résistant pour supporter l'érosion, la corrosion, et dans une certaine mesure la déformation plastique. L'atténuation du signal restera faible, et pourra éventuellement être modélisée. Cependant les chocs mesurés avec une « plaque » en inox dont les propriétés mécaniques sont différentes de celles de n'importe quelle roche, ne donneront pas accès directement à l'énergie transmise normalement à la roche locale par un galet impactant. Nous verrons ultérieurement comment nous pouvons essayer d'étalonner ce capteur.

Remarque : La surface de la plaque doit être très largement supérieure à la surface de contact entre les galets et le sol pour augmenter la probabilité qu'un galet heurte la surface. Mais il faut également éviter que deux galets heurtent en même temps la plaque. Cependant nous nous sommes

contentés d'une surface de 7 cm² pour nos premiers essais effectués essentiellement avec de petits objets (voir **Tableau 1**).

- **Solutions proposées**

La solution la plus pratique à appliquer sur le terrain consiste à forer un trou (cylindrique) dans la roche avec une carotteuse portative, et de déposer le dispositif préparé à l'avance dans ce trou. Le « capteur de choc » que nous proposons d'installer comporte un **cylindre métallique** (rapport hauteur sur diamètre >1) en guise de « plaque relais », sous lequel est fixé le capteur Murata. L'ensemble est collé à la roche avec une gaine élastique. Ce dispositif présente plusieurs avantages :

1. Le dispositif est facile à préparer et à installer, il peut être testé en laboratoire avant son implantation sur le terrain.

2. Profondément enfoncé dans le sol, il devrait bien résister à l'érosion et à l'arrachement bien qu'aucun ancrage ne soit prévu (fixation de type ancrage béton).

3. La propagation et l'atténuation des ondes dans un cylindre sont particulièrement faciles à modéliser.

La **gaine élastique** installée autour du cylindre fait également partie intégrante de notre nouveau dispositif. Elle permet à la fois de coller le cylindre dans son trou et de l'isoler des ondes de choc « extérieures » (c'est-à-dire produites par des chocs sur le massif rocheux à proximité du capteur). Cette gaine laisse également le cylindre vibrer relativement « librement », tout en amortissant ses mouvements. Nous verrons par la suite que ces propriétés particulières auront énormément d'importance sur le comportement de notre capteur.

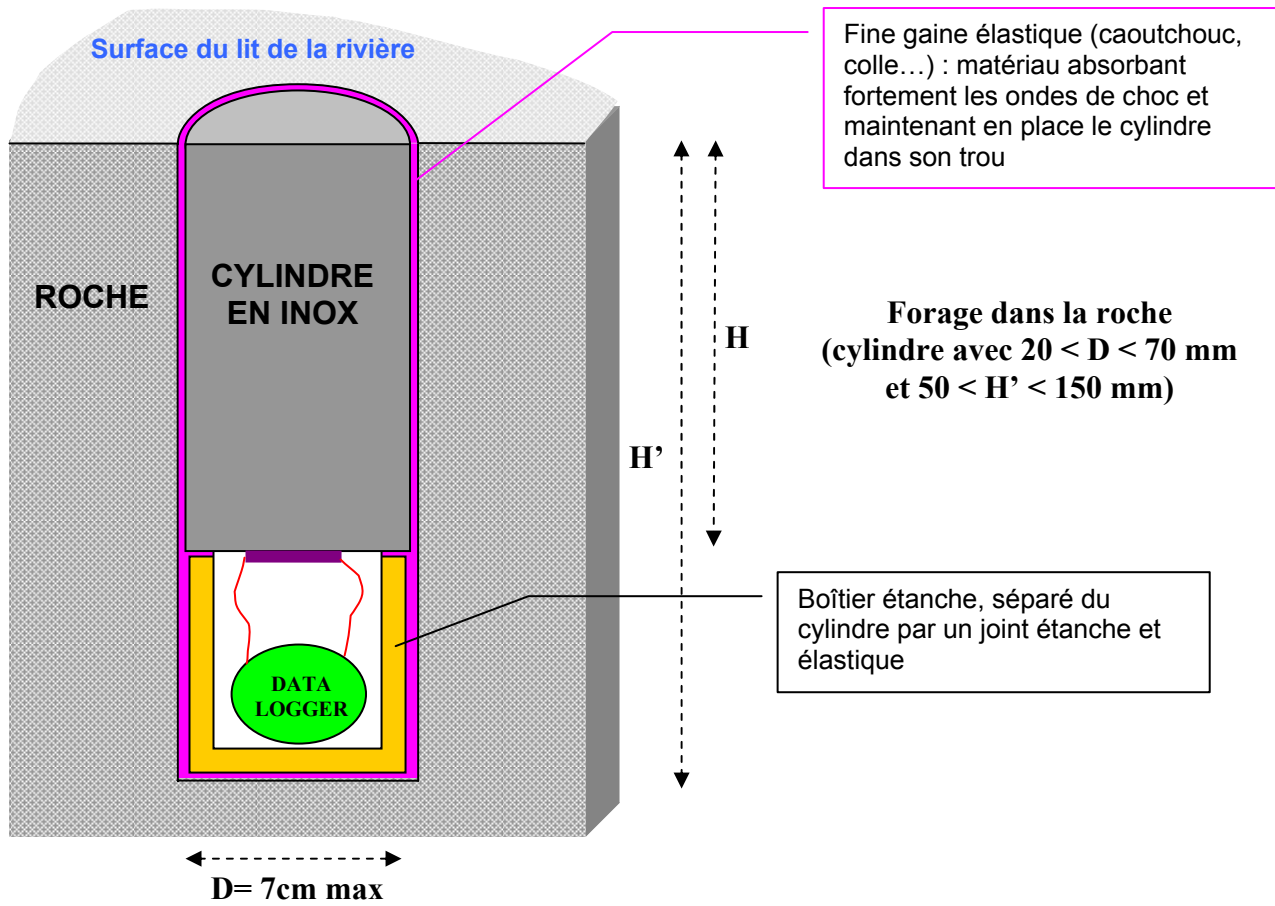


Figure 17 : Design du capteur de choc (vue en coupe, avec enregistreur intégré)

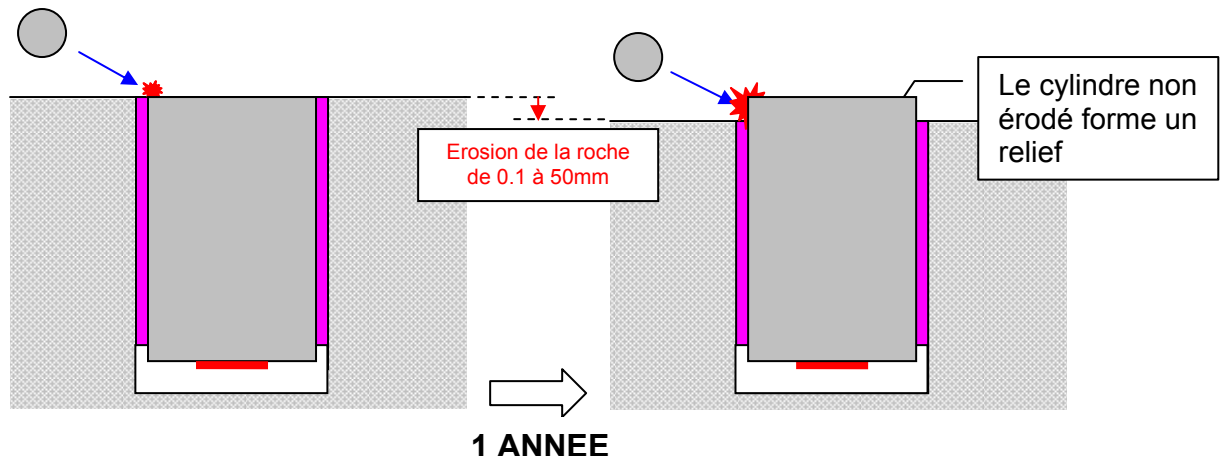
Les dimensions limites du cylindre sont déterminées à partir de la capacité de notre carotteuse portable.

Remarque 1 : Ces deux innovations (gaine et cylindre) distinguent notre dispositif des autres déjà existant.

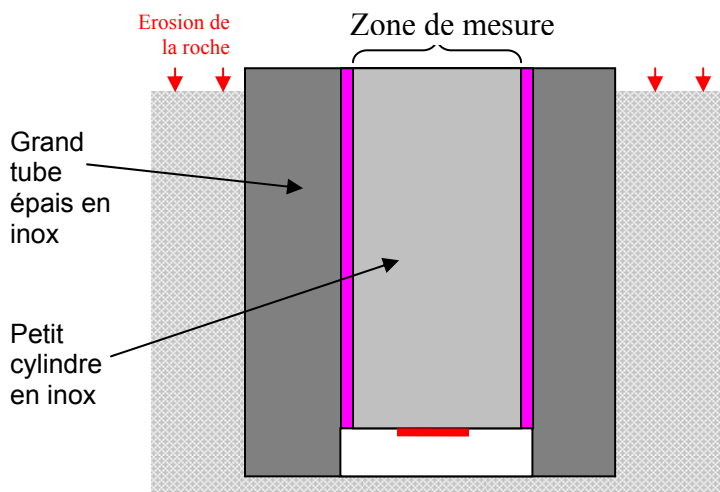
Remarque 2 : Nous avons choisi d'utiliser un cylindre en métal, mais nous pouvons aussi envisager de se servir d'une baguette à section carrée. Quoi qu'il en soit les dimensions de l'objet utilisé dépendront de notre capacité à forer un trou de la taille souhaitée.

Remarque 3 : Si les ondes de choc sont trop fortes, une possibilité serait d'utiliser un cylindre « composite » avec en surface une épaisse rondelle résistante en d'inox, et fixé dessous un cylindre fait d'un matériau « absorbant » l'onde de choc (matériau plus élastique que l'inox). Une autre solution, à condition de creuser un trou suffisamment large, consisterait à utiliser un relais de forme conique et non plus cylindrique pour augmenter le volume sans augmenter la surface de contact et atténuer le signal. Ces complexifications du dispositif, notamment la solution du cylindre composite, présentent néanmoins le risque de perturber fortement le comportement acoustique du dispositif.

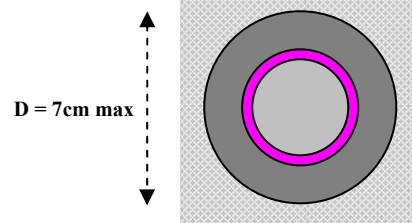
Remarque 4 : Un autre problème est celui de l'érosion différentielle entre le cylindre en métal et la roche environnante. Le cylindre (qui doit s'éroder le moins possible) risque de former un petit relief, et donc d'être de plus en plus exposé aux chocs rasants. Pour remédier à ce problème nous pouvons placer le cylindre en inox dans un massif en inox de plus grande taille (par exemple un tube très épais) lui-même enchâssé dans la roche.



Si le cylindre en inox forme un relief sur la surface, l'énergie de certains chocs obliques sera surestimée.



Vue de dessus : option d'un relais « cylindrique »



Le petit cylindre sur lequel est collé le capteur est protégé des chocs obliques par un grand cylindre en inox.

Figure 18 : Erosion différentielle et protection du cylindre en métal.

Remarque 5 : Sur le schéma de la **Figure 17** nous avons placé le dispositif de traitement et d'enregistrement du signal dans la cavité située en dessous du « capteur de choc ». Cette solution optimale nécessite un matériel électronique miniaturisé et résistant, avec les même contrainte que celles évoqués pour le « capteur d'érosion ».

- **Fabrication du capteur**

Nous avons été obligés d'ouvrir et de modifier les capteurs Murata pour remplacer les câbles de sortie d'origine trop fragiles par des câbles blindés plus résistants. En outre l'usage de câbles blindés est indispensable compte tenu du bruit électromagnétique ambiant et de la longueur de câble à dérouler entre le dispositif de mesure et le matériel d'acquisition. Un câble normal agit comme une antenne : le bruit électrique détecté par l'oscilloscope peut alors atteindre plusieurs volts, notamment à proximité d'une machine tournante en fonctionnement. Or, les essais effectués dans le grand dispositif de simulation de l'érosion ont nécessité de tirer un câble sur plus de 3 m sous la chute d'eau à proximité immédiate de la pompe... Ce changement de connectique nous a contraint à retirer le capot du capteur Murata, qui a donc été utilisé « capsule ouverte ».

Nous n'avons pas utilisé de cylindre en acier inoxydable pour effectuer nos premiers essais, mais de simples barres de fer (dont nous ne connaissons pas exactement les propriétés mécaniques). Nous avons débité des cylindres de hauteur variable et de diamètre 3 cm ou 3,8 cm. Les capteurs Murata sans capot ont simplement été collés à une extrémité du cylindre avec une résine époxy classique (Araldite®). Seuls les bords de la capsule ont été enduits, mais un peu de résine a forcément pénétré à l'intérieur, souillé les électrodes, et rigidifié les câbles de sortie.

En guise de gaine élastique isolante et fixante nous avons employé une colle mastic à la fois souple et résistante de la marque Henkel (Patex Pro 300®). Nous ne connaissons pas ses propriétés mécaniques.

c Dispositif expérimental

- **Principe de base**

La meilleure solution pour simuler des impacts d'énergies variables consiste à utiliser des objets jetés en chute libre sur une cible fixe (le capteur de choc) depuis une hauteur variable. L'énergie cinétique de l'impactant au moment de l'impact correspond à l'énergie potentielle initiale de l'impactant, sachant que les forces de frottement sont négligeables à cette échelle (viscosité de l'air de l'ordre de $1,8 \cdot 10^{-5}$ Pa.s à 20°C, 1 bar) :

$$Ec_{imp} = 1/2 * m * V_{imp}^2 = Ep_{ini} = m * g * z_{ini}$$

On notera que :

$$V_{imp} = \sqrt{2 * g * z_{ini}}$$

Équation 3 : Energie cinétique au moment de l'impact (chute libre dans l'air)

Ec_{imp} l'énergie cinétique au moment de l'impact (en J)

Ep_{ini} l'énergie potentielle initiale (en J)

m la masse de l'impactant (en kg)

V_{imp} la vitesse de l'impactant au moment de l'impact (en $m.s^{-1}$)

z_{ini} et l'altitude de lancement de l'impactant (en m)

g l'accélération de la gravité terrestre à la surface de la Terre ($9,81 m.s^{-2}$)

Une variante consiste à lancer l'objet dans un bac d'eau, pour tester la réponse du capteur dans des conditions plus proches des conditions réelles d'utilisation. Dans ce cas les forces de frottement ne sont plus négligeables ; il faut également tenir compte de la poussée d'Archimède.

• Matériel utilisé pour les essais en laboratoire

- Matériels utilisés pour simuler les impacts, contrôle de la hauteur de chute et de l'angularité de l'impact

Nous avons construit une potence articulée réglable horizontalement et verticalement pour repérer la position de lancement de l'objet impactant à l'aplomb du « capteur de choc », depuis une hauteur donnée. Un fil à plomb accroché à une poulie fixée sur la potence permet de pointer précisément le centre du « capteur de choc ». L'objet impactant est simplement lâché du point indiqué par le fil à plomb relevé à la hauteur souhaitée.

Un porte échantillon inclinable complète le dispositif. Il permet non seulement de caler les blocs de roche dans lesquels sont enchâssés les « capteurs de choc », mais aussi de simuler des impacts angulaires à la surface des « capteurs de choc », de 90° (direction de chute de l'objet orthogonale à la surface) à 20° (choc rasant).

- Matériel d'acquisition

Le matériel d'acquisition se compose d'un oscilloscope « Picoscope® » branché directement sur un ordinateur. L'oscilloscope utilisé ne peut malheureusement pas mesurer des tensions de ± 20 V. Nous avons donc été obligés d'utiliser des ponts diviseurs de tension avec des résistances de quelques

k Ω pour obtenir des enregistrements des chocs violents. On notera que ces ponts sont de véritables pièges à parasites électromagnétiques.

➤ Objets impactant utilisés

Nous avons utilisé une gamme de plusieurs billes de tailles et de matière variables. Malheureusement nous n'avons pas eu le temps de nous procurer de sphères parfaites pour faire nos essais. L'objectif est de balayer de larges gammes d'énergie cinétiques (fonction de la masse de l'objet et de la hauteur de chute) et de tester l'influence éventuelle de la surface d'impact (rayon de courbure de l'objet au niveau du point d'impact). Nous voulons également comparer les différents comportements élastiques lors de l'impact d'objets en quartz (galets « naturels »), en verre et en métal.

Type d'objet	Masse	Plus grand diamètre	Plus petit diamètre	Rayon moyen (m)	ρ (kg.m ⁻³)	E (MPa)	ν	V_p (m.s ⁻¹)	Texture de la surface Autres remarques
Galet de quartz	0,0123 kg	24 mm	17 mm	0,01025	2650	> 60000	< 0,25	6200	Légèrement rugueux, zones fracturées au cours des expériences
Galet de quartz	0,029 kg	32 mm	23 mm	0,01375	2650	> 60000	< 0,25	6200	Légèrement rugueux, zones fracturées au cours des expériences
Galet de quartz	0,032 kg	36 mm	22 mm	0,0145	2650	> 60000	< 0,25	6200	Légèrement rugueux, zones fracturées au cours des expériences
Galet de cristallin	1,045 kg	107 mm	73 mm	0,045	2650	60000	< 0,25	6200	Rugueux
Bille en verre	0,00504 kg	15,50 mm	15,30 mm	0,0077	2550	70000	0,24	5300	Lisse, quelques échancrures formées au cours de expériences, petits éclats
Bille en métal	0,00059 kg	5,22 mm	5,22 mm	0,00261	7920	> 200000	0,3	5200	Lisse
Boule de pétanque	0,55 kg	72 mm	72 mm	0,036	7850	< 200000	< 0,3	4900	Rugueuse et crénelée ; elle est creuse

Tableau 1 : liste des objets impactant utilisés pour tester le capteur de choc

ρ est la masse volumique du matériau (porosité exclue)

E est le Module d'Young du matériau considéré, aussi appelé Module d'Elasticité

ν est le coefficient de poisson du matériau considéré (adimensionnel)

V_p est la vitesse des ondes P dans le matériau considéré

A titre de comparaison pour du caoutchouc $E < 3000$ MPa et $\nu \sim 0.5$

Nous prendrons pour le cylindre en métal utilisé dans le dispositif de mesure les mêmes valeurs que pour la « boule de pétanque » (acier ou fer).

Les propriétés mécaniques des objets utilisés (Module d'Young, Coefficient de Poisson, vitesse de propagation des ondes...) ne sont pas connues précisément et proviennent de la littérature.

d Caractérisation expérimentale du comportement des capteurs de choc

• Quelques observations préliminaires

➤ Conditions expérimentales

Nous avons décrit le comportement de nos « capteur de chocs » sous différentes conditions :

1. Nous avons souvent utilisé un capteur « nu », c'est-à-dire un simple cylindre avec un capteur Murata collé à une extrémité, le tout posé directement sur le sol. En général une épaisse couche de feuilles de papier a été disposée sous le capteur pour isoler le dispositif du sol. Ce montage simple donne généralement des résultats très satisfaisant mais est limité à de faibles énergies d'impact (pour des chocs trop violent le cylindre bascule).

2. Dans d'autres cas le cylindre enrobé de colle mastic élastique a été inséré directement dans un bloc de roche.

3. Enfin nous avons également testé le dispositif complet « cylindre + tube de protection » enchâssé dans un bloc de roche.

Même lorsque le « capteur de choc » est fixé dans un bloc, le tout coincé dans le porte échantillon, si l'énergie cinétique de l'objet impactant dépasse quelques joules l'ensemble du dispositif se met à vibrer et tressauter. Les mesures effectuées dans ces conditions seront forcément de moins bonne qualité que celles effectuées lors de petits impacts. Elles seront même sans signification au-delà de 5 ou 10 J. Dans le futur le dispositif devra être testé enchâssé dans de très gros blocs de roche ou directement dans une barre rocheuse.

➤ Durée des acquisitions et pas d'échantillonnage

Avant de rentrer dans le détail de nos résultats expérimentaux, décrivons rapidement le signal électrique fourni par le capteur (par exemple voir Figure 22). Nous enregistrons toujours un signal d'allure sinusoïdale plus ou moins perturbé, qui s'amorti très rapidement en quelques millisecondes (généralement 4 ou 6 ms). Cela signifie que la fenêtre d'acquisition d'un choc unique peut être réduite à 10 ms, et qu'il est possible d'enregistrer sans risque de superposition les signaux d'un nouveau choc toutes le 10 ou 20 ms. Il semble extrêmement peu probable que deux chocs se produisent sur la surface réduite du capteur en un laps de temps aussi court même avec de petites particules. Ce comportement du dispositif est idéal.

En outre nous allons voir dans les paragraphes suivants que la fréquence du signal est de l'ordre de quelques Kilohertz, soit une longueur d'onde de 50 à 200 μs . Pour bien enregistrer ce signal, surtout s'il est de très forte amplitude, **un pas d'échantillonnage de 1 à 5 μs** est indispensable.

➤ Amplitudes extrêmes du signal

Les simulations d'impact effectuées ont généré des amplitudes du signal électrique de 0,4 à 160 V. Lors de chocs trop violents le capteur peut se briser, tout du moins se desceller ou se déconnecter.

• Réponse fréquentielle du dispositif

➤ Un système complexe...

La réponse fréquentielle a fait l'objet de travaux importants, toutefois nous n'avons pas encore de certitude sur le comportement du capteur. Le problème est complexe, en effet la fréquence du signal peut dépendre :

(1) Du type de signal mesuré. Le capteur Murata® est-il sensible aux ondes mécaniques (acoustiques) se propageant dans le cylindre ou à l'oscillation macroscopique de l'ensemble du dispositif sous l'impact (effet élastique de la gaine de protection) ?

(2) Des caractéristiques du choc. La Théorie de Hertz prévoit une déformation élastique de la surface sous un impact. La durée du rebond élastique du galet impactant le capteur, et donc la fréquence des ondes de choc, dépendent à la fois de la cinétique et des propriétés mécaniques des objets.

$$\Delta t = 2.94 * \frac{\alpha_{\max}}{V_1}$$

avec

$$\alpha_{\max} = \left(\frac{5}{4} * \frac{1}{cte} * M * V_1^2 \right)^{\frac{2}{5}}$$

et

$$cte = \frac{4}{3 * \pi} * \frac{1}{(K + K')} * \sqrt{R}$$

Équation 4 : Ecrasement maximal et durée de l'impact lors du choc d'une sphère (galet) sur une paroi plane fixe (surface du cylindre du capteur de choc).

Δt est la durée totale de l'impact, c'est-à-dire de la mise en contact des particules.

α_{\max} est l'écrasement maximal cumulé des deux particules au paroxysme de l'impact.

M est la masse de la particule impactante.

V_1 est la vitesse de la particule impactante.

K et K' dépendent des propriétés mécaniques de la sphère et de la paroi fixe (Module d'Young et coefficient de Poisson).

R est le rayon de la sphère.

(3) Des fréquences de résonance du cylindre. Si on considère un cylindre fini parfaitement libre dans l'espace et que l'on connaît la vitesse de propagation des ondes P dans ce milieu, nous pouvons calculer facilement les fréquences de résonance des ondes longitudinale :

$$f_{\text{propre}P}(n) = \frac{v_p}{\lambda_{ps}} = n * \frac{v_p}{2 * h} \approx n * \frac{1}{2 * h} * \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$
$$n = 1; 2; 3; 4; \dots$$

Équation 5 : Calcul des fréquences propres de vibration dans un cylindre parfaitement libre (ondes P).

$f_{\text{propre}P}(n)$ est la fréquence des ondes longitudinales dans un cylindre en vibration libre (pour une harmonique n)

v_p est la vitesse des ondes longitudinales, soit 4900 m.s^{-1} dans le fer (non mesuré directement)

λ_{ps} est la longueur d'onde spatiale de la vibration

h est la hauteur du cylindre, dans notre cas $4,175 \text{ cm}$

ρ est la masse volumique du matériau considéré

E est le module d'Young

La fréquence la plus basse pour $f_{\text{propre}P}(1)$ correspond au mode fondamental (ou premier harmonique) pour lequel l'énergie est théoriquement la plus importante.

On notera que le diamètre du cylindre n'influence pas la fréquence propre de vibration des ondes longitudinales P.

D'après les données du Tableau 1 (p. 319) nous pouvons raisonnablement prévoir que dans le cas du cylindre de $4,175 \text{ cm}$ le mode fondamental des ondes P doit se situer autour de $58,7 \text{ kHz} \pm 0.3 \text{ kHz}$.

(4) Des fréquences de résonance du capteur Murata, et sa sensibilité à des vibrations haute fréquence. En outre les caractéristiques techniques de ce composant sont mal connues dans la gamme de fréquence qui nous intéresse.

Finalement, les différents éléments du capteur n'oscillent pas librement de la même façon, et la fréquence des ondes de choc est variable. Le « couplage » fréquentiel est forcément difficile à prévoir d'un point de vue théorique dans notre cas.

➤ Observations

Etonnamment, pour un capteur Murata® donné, la fréquence du signal électrique reste **relativement constante** dans une fourchette de $\pm 50 \text{ Hz}$ à $\pm 100 \text{ Hz}$, quelles que soient la **vitesse d'impact**, la **nature** et la **taille des impactant**, et les **dimensions du cylindre de métal** (si la longueur reste inférieure à 8 cm). Une légère diminution de la fréquence semble se produire pour des énergies d'impact plus importantes⁸. Aucun déphasage particulier n'est observable au cours du temps (après l'impact). Notons que des modes secondaires sont souvent superposées au signal principal).

⁸ Rappelons nous n'avons pas pu tester le dispositif pour de très fortes énergies (maximum 5 J).

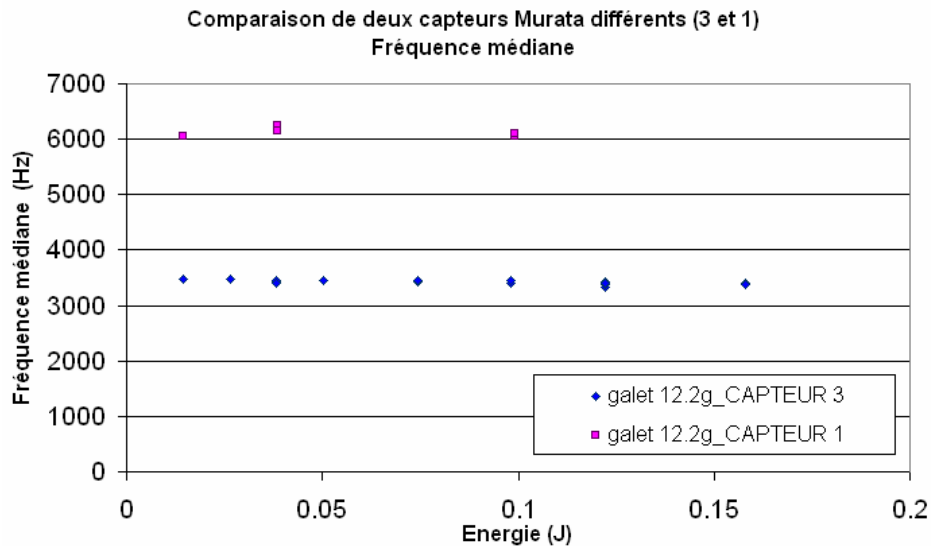


Figure 19 : Evolution de la fréquence du signal électrique en fonction de l'énergie cinétique.

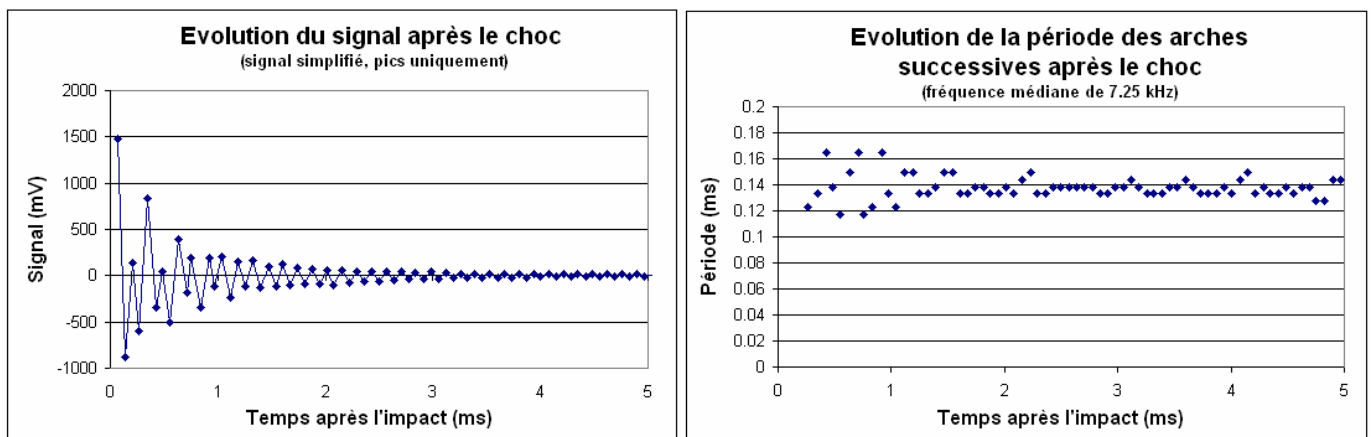


Figure 20 : Evolution de la fréquence du signal électrique au cours du temps.

La fréquence a été calculée manuellement pour la période principale « apparente » du signal, à partir de la première impulsion. La dispersion dans la première milliseconde est due à la présence d'un mode secondaire qui perturbe l'allure des arches.

L'analyse spectrale du signal par Transformée de Fourier Rapide montre que la fréquence du mode principal est généralement de 3750 Hz (+150 Hz) ou 6750 Hz (+150 Hz). Les modes secondaires habituels ont pour fréquence 2250 Hz (ce qui correspond approximativement à la fréquence de résonance du capteur Murata®) et 16400 Hz. Les fréquences à 3750 Hz et 2250 Hz sont trop proches pour être distinguables sans passer par une transformée de Fourier, tandis que la fréquence à 16400 Hz apparaît nettement sur certains enregistrements.

Ainsi, d'un capteur à l'autre la fréquence du mode principal peut changer du simple au double (de 3750 Hz à 6750 Hz pour un échantillon de 6 capteurs collés sur des cylindres en métal de 4 cm de hauteur). Il est possible que ces fortes variations soient liées au fait que les capteurs Murata® ont du être modifiés avant d'être fixés sur le cylindre en métal (voir « Designs du « capteur de choc » », p. 312), ce

qui a pu changer sensiblement leur comportement par rapport aux caractéristiques techniques annoncées par le fabriquant.

La fréquence mesurée est toujours supérieure à la gamme d'utilisation classique des capteurs, c'est-à-dire de 10 Hz à 1000 Hz, voire 3000 Hz si on inclue la zone théorique de résonance des capteurs piézoélectriques (définie pour un capteur non modifié, voir Figure 15, p. 311). Nous n'avons donc pas une idée précise du comportement des capteurs au-delà de 3000 Hz, ni de l'existence éventuelle d'autres fréquences de résonance plus élevées. Il faudra absolument dans l'avenir caractériser le comportement des capteurs dans la gamme de fréquence qui nous intéresse, c'est-à-dire de 3000 Hz à 10000 Hz au moins. Une autre bonne solution serait bien sûr de trouver un autre capteur mieux adapté !

Quoi qu'il en soit cette anomalie nous a permis de comprendre que **la fréquence mesurée est certainement « imposée » par le capteur**, et non pas directement par les ondes mécaniques qui se propagent dans le cylindre en métal. Cela signifie que nous ne maîtrisons pas les conditions de couplage entre le cylindre et le capteur Murata®. Le capteur piézoélectrique répond de fait à une sollicitation mécanique dont la fréquence est très éloignée de sa fréquence de résonance propre. Pour exploiter le signal émis par le capteur, nous devons donc pour le moment faire l'hypothèse que la réponse « mécanique » et « électrique » du capteur Murata® est linéaire en fonction de la signature fréquentielle du cylindre en métal.

- **Energie du signal mesuré**

- Corrélation entre l'énergie du choc et les caractéristiques du signal électrique

Nous avons vu que la fréquence du signal électrique produit par le dispositif varie très peu et ne peut pas servir à caractériser un choc. En revanche la tension du signal est très nettement corrélée à l'énergie du choc.

C'est de loin la **tension maximale atteinte par le signal**, presque toujours au moment de la première impulsion⁹, qui est paramètre le plus fiable pour estimer l'énergie cinétique de l'impact. Nous allons essayer de comprendre pourquoi dans le paragraphe suivant. Notons que cette observation est très favorable puisque la tension maximale atteinte est un paramètre facilement mesurable avec des moyens limités sur le terrain.

⁹ Le signe de cette première impulsion dépend naturellement du branchement de capteur sur l'oscilloscope.

➤ Dimensions du cylindre, amortissement du signal électrique, et résonance

La tension maximale atteinte par le signal évolue fortement en fonction des dimensions du cylindre (rayon et hauteur) :

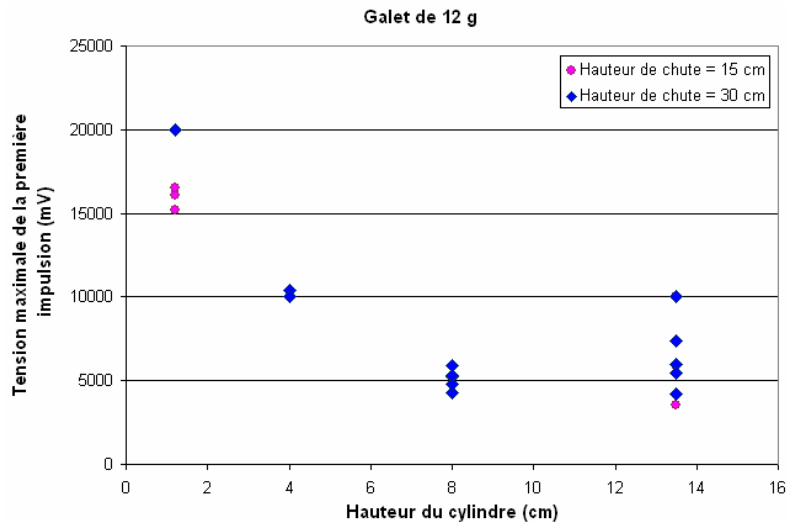


Figure 21 : Variations de la tension maximale atteinte par signal électrique en fonction de la longueur du cylindre.

Le signal est maximal pour un cylindre de petite taille, et diminue avec l'augmentation de la hauteur. Au-delà de 8 cm cependant, pour cylindre un diamètre de 3 cm, la tension maximale atteinte semble augmenter légèrement alors que le cylindre entre en résonance¹⁰. La dispersion des valeurs devient alors plus marquée et la corrélation entre l'énergie cinétique avant l'impact et la tension maximale atteinte semble disparaître. Notons également que pour une hauteur donnée le signal est plus fort dans un cylindre de diamètre 3 cm que dans un cylindre de 4 cm.

La force du signal serait donc fonction du volume du cylindre. Nous pouvons imaginer deux raisons à cela. **(1)** Le « signal mécanique » s'amortit probablement davantage quand il traverse une plus grande distance et se diffuse dans un plus grand volume. **(2)** La réponse en amplitude du « signal électrique » dépend de la différence entre la fréquence de l'onde mécanique dans le cylindre en métal et la fréquence de vibration de la céramique piézoélectrique.

¹⁰ Nous avons constaté qu'au-delà d'une certaine hauteur le cylindre entre en résonance quand il se fait heurter par un objet. Dans ce cas la fréquence principale du signal électrique augmente très sensiblement. Le signal électrique amorti en moins de 5 ms habituellement perdure alors plus de 100 ms. L'entrée en résonance semble se mettre en place progressivement pour des hauteurs de 8 à 12 cm.

Penchons nous de plus près sur le signal électrique généré par un impact simple, et sur son amortissement (cylindre juste posé sur le sol, isolé par une couche de feuilles de papier) :

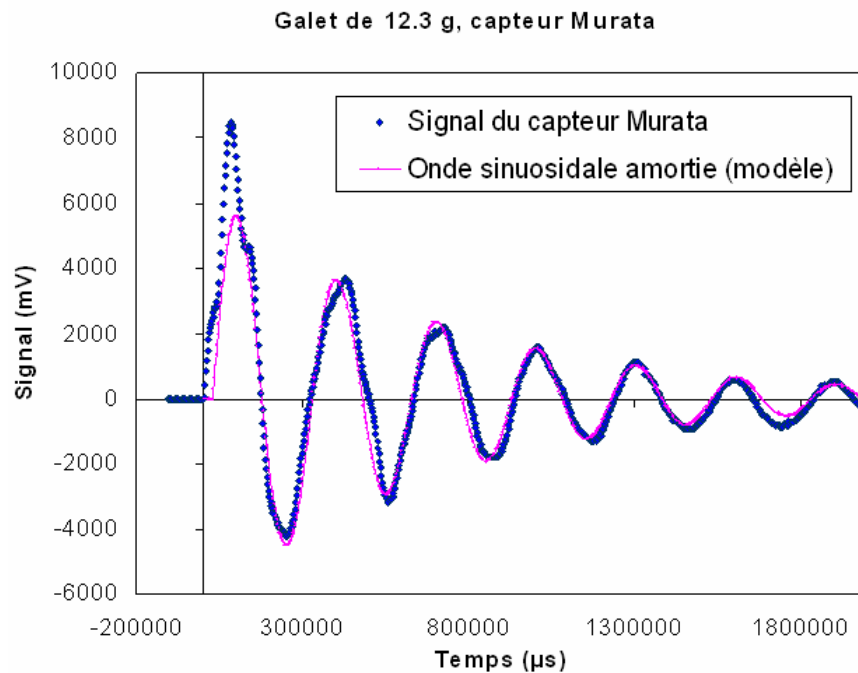


Figure 22 : Signal électrique généré par le capteur Murata lors d'un choc simple, corrélation avec une onde sinusoïdale amortie classique

Un mode de vibration ayant une fréquence plus élevée se superpose nettement au signal principal.

$$V_{\sin}(t) = V_0 * e^{\left(\frac{-t}{k}\right)} * \sin(2 * \pi * freq * t)$$

Figure 23 : Equation d'une onde sinusoïdale amortie classique

$V_{\sin}(t)$ est la tension à un instant t prédite par le modèle (mV)

V_0 est l'intersection de la courbe enveloppe du signal avec l'axe $t = 0$ s (ici $V_0 = 5500$ mV)

t est le temps écoulé après l'apparition du signal (s)

k est le coefficient d'amortissement (ici $k = 0.0008$)

$freq$ est la « pseudo fréquence » du signal (ici $freq = 3350$ Hz)

Le signal électrique généré par le capteur Murata® correspond clairement à une onde sinusoïdale amortie classique (**Figure 22**). Cependant la **première impulsion** enregistrée ne s'ajuste jamais à ce modèle simple, et la valeur maximale de tension atteinte dépasse toujours nettement la valeur maximale de tension théorique. Cette première impulsion très énergétique ne semble pas directement liée au signal qui lui succède.

Pour tenter de déterminer si cette impulsion a une signification réelle ou s'il s'agit d'un artéfact, nous avons fait appel aux acousticiens du LGIT. Un accéléromètre de haute précision de type « BK » (Bruel et Kjaer 4518-003) a été utilisé. Pour cette expérience un cylindre a été serré dans un étau. Notons

que le rajout d'une gaine élastique autour du cylindre permet d'obtenir un signal plus « lisible » mais ne modifie pas fondamentalement le résultat.

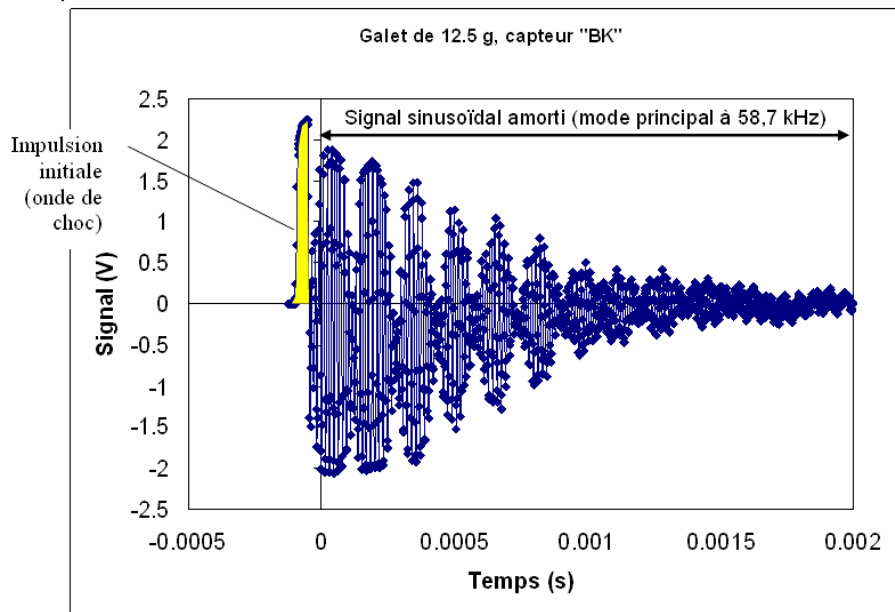


Figure 24 : Signal électrique généré par le capteur BK lors d'un choc simple

Ce « signal électrique » du capteur BK correspond exactement au « signal mécanique » se propageant dans le cylindre en métal. La fréquence à 58.7 Hz correspond bien au mode de vibration propre du cylindre tel que défini par l'Équation 5 (p. 322).

L'allure en « ventre – nœud – ventre » est due à l'interférence de deux (ou trois) modes de vibrations de fréquences voisines dans le cylindre.

La **Figure 24** obtenue grâce au capteur « BK » montre que cette impulsion initiale existe véritablement dans le cylindre : il s'agit d'une onde mécanique distincte des vibrations propres du cylindre. Les vibrations libres ne se mettent en place que quelques microsecondes plus tard, et non instantanément après le choc. En fait quand l'onde de choc initiale atteint l'extrémité opposée du cylindre elle ne se réfléchit pas semble disparaître. Pourtant son énergie ne se dissipe pas directement sous forme de chaleur¹¹ : le cylindre se met alors à vibrer selon sa propre fréquence de résonance. Les modalités de cette « conversion d'onde » restent à élucider. L'étude détaillée d'enregistrements de capteurs de type BK devrait apporter des éléments de compréhension supplémentaires dans le futur, et permettra peut être de mesurer directement la fréquence et l'amplitude de l'onde de choc initiale que nous ne pouvons qu'estimer pour le moment avec la Théorie de Hertz (Équation 4, p.321). Pour le moment nous ne pouvons que constater que la durée de cette impulsion initiale varie selon les conditions expérimentale, et pourrait correspondre à une onde de 5 kHz à 20 kHz pour les essais réalisés avec la

¹¹ Une partie de l'énergie doit néanmoins se dissiper : il est certain que la « conversion » entraîne une perte d'énergie, qui dépend peut être de la différence entre la fréquence de l'onde de choc et la fréquence de vibration propre du cylindre.

bille en verre et le galet de 12,3 g, ou de 40 à 50 kHz pour les essais avec la bille en métal (données en accord avec nos prévisions, voir le paragraphe précédent sur la fréquence du signal).

Ces dernières observations expliquent pourquoi le paramètre le mieux corrélé avec l'énergie cinétique avant l'impact est la tension de la première impulsion. Ce signal initial est à priori peu affecté par la « conversion » du signal dans le cylindre. Par contre il est toujours potentiellement biaisé par le couplage cylindre - capteur Murata® que nous avons déjà évoqués.

Les paramètres d'amortissement du signal sinusoïdal pourraient fournir d'autres renseignements sur les caractéristiques de l'impact, à condition de savoir interpréter l'initiation de la vibration libre du cylindre à partir de l'onde de choc. Cependant, nous pensons que l'étude approfondie de ce phénomène n'est pas indispensable à court terme, car elle rajoute un niveau de complexité au niveau de l'analyse, alors que la mesure de la tension maximale atteinte est beaucoup plus simple d'un point de vue technique et plutôt fiable.

- **Autres caractéristiques**

- Effets de l'environnement immédiat du capteur

Les enregistrements les plus propres sont généralement obtenus pour un dispositif « cylindre + capteur Murata® » complètement « nu » et simplement posé au sol sur une épaisse couche de feuille de papier (pour amortir les chocs). L'installation du « capteur de choc » enrobé de colle élastique directement dans un bloc de roche ou dans un tube protecteur en métal perturbe souvent le signal. Cependant **la valeur maximale de tension atteinte** que nous avons choisi d'utiliser pour caractériser l'énergie des chocs est beaucoup moins affectée par ce nouvel environnement que les autres paramètres (fréquence du signal, amplitude du signal, amortissement du signal...).

Pour améliorer un peu la qualité du signal, il faut bien sur s'assurer que le capteur n'est pas en contact avec la roche ou le tube protecteur, et qu'il est bien centré dans le trou. Le plus grand soin sera porté au collage. Le câble électrique de sortie ne doit être ni trop rigide, ni tendu ou tordu, ni en contact trop rapidement avec l'encaissant ; nous avons constaté que des efforts à ce niveau peuvent largement perturber la mesure. Enfin il semble souhaitable que le capteur Murata® ne soit pas noyé dans la colle élastique. Lorsque le dispositif est équipé de sa protection élastique il a tendance à s'enfoncer sous l'effet du choc. Ce mouvement est fréquemment enregistré par le capteur Murata®, surtout quand l'énergie du choc est élevée, sous la forme d'un signal à très grande longueur d'onde (< 500 Hz et très amorti). En effet la capsule de protection du capteur enrobé de colle doit subir directement les pressions

et les torsions en relation avec les légers mouvements de l'ensemble du dispositif. Ce comportement reste à préciser.

Nous avons également essayé d'utiliser la céramique piézoélectrique du capteur Murata avec et sans sa capsule de protection en plastique. Nos premiers essais semblent indiquer que la céramique fonctionne beaucoup mieux dans son environnement d'origine (à confirmer).

- Efficacité de l'isolation du capteur par rapport aux ondes mécaniques se propageant dans le massif rocheux

L'isolation caoutchouteuse présente deux avantages majeurs : **(1)** elle permet au capteur de vibrer « librement » selon sa fréquence propre ; **(2)** elle isole efficacement le dispositifs des chocs « extérieurs ». D'ailleurs une faible couche de colle caoutchouteuse (moins de 1mm) est suffisante pour isoler le capteur dans la gamme d'énergie que nous avons testée, à condition qu'elle soit parfaitement répartie. En outre une faible couche limite l'effet d'enfoncement dont nous avons parlé dans le paragraphe précédent.

Pour des impacts plus violents (au-delà de 5 à 10 J) se produisant à proximité immédiate, sur la roche et surtout sur le tube de protection, une onde perturbatrice venant de l'extérieur peut malgré tout être détectée par le dispositif. Le signal reste au moins **20 fois plus faible** que celui généré dans les mêmes conditions par un choc direct, et il se caractérise par sa **fréquence très inférieure** à la fréquence habituelle (signal de l'ordre de 500 Hz à 800 Hz, rapidement amorti). En fait l'onde de choc se propage à travers la colle élastique et ne fait probablement pas vibrer le cylindre. Ce problème pourrait certainement être résolu en dégageant totalement le capteur Murata de la colle élastique, ce qui n'a pas été le cas sur nos premiers montages expérimentaux.

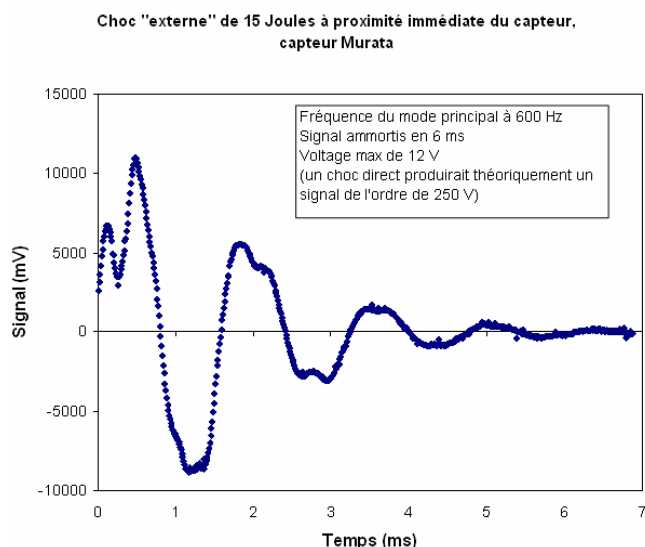


Figure 25 : Exemple de signal généré par le capteur Murata® correspondant à un impact « extérieur »

➤ Effet de la position de l'impact à la surface du cylindre (choc centré ou extérieur)

Nous n'avons pas eu le temps de tester ce paramètre. Il est toutefois possible que le signal soit légèrement plus élevé pour un choc extérieur que pour un choc centré (observation à vérifier). Néanmoins qualitativement, il a été observé qu'un impact qui se produit à cheval sur le capteur et sur la colle ou le cylindre protecteur apparaît nettement plus faible qu'un impact entier sur le métal.

➤ Variations de l'angle d'impact, rotations des objets

Les essais et discussions présentées précédemment portaient sur des impacts frontaux, c'est à dire dans une direction normale à la surface impactée. Toutefois en rivière suivant la position du capteur dans le lit, une majorité d'impacts peut être oblique.

L'obliquité de la trajectoire de l'objets impactant complique la résolution analytique du problème (la loi de Hertz n'est pas appliquée dans ce contexte). L'objet n'est plus forcément arrêté lors de l'impact, il conserve alors en permanence une partie de son énergie cinétique initiale. Cette énergie peut aussi être convertie en énergie cinétique de rotation. Les différences avec le cas de l'impact direct seront d'autant plus grandes que la forme de l'objet sera éloignée de la sphère parfaite.

Nous avons testé expérimentalement l'influence de l'obliquité de l'impact avec la bille de verre (énergie cinétique avant l'impact de 0,025 J constante) :

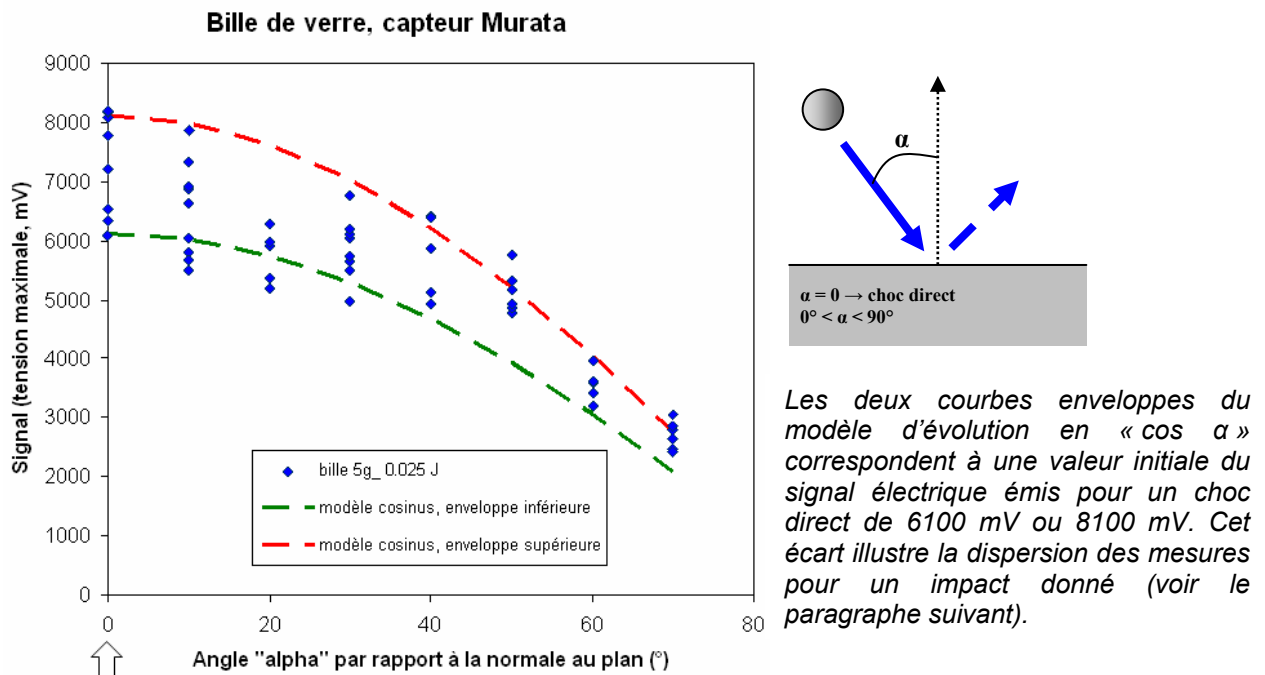


Figure 26 : Evolution du signal mesuré en fonction de l'obliquité de l'impact, pour un objet donné avec une énergie cinétique avant impact constante. Comparaison avec un modèle d'évolution en « $\cos \alpha$ ».

Finalement l'évolution du signal en fonction de l'obliquité de la trajectoire semble bien corrélée à un modèle simple en « $\cos \alpha$ ».

➤ Dispersion des mesures

Pour une série d'impacts effectués avec un objet donné lancé à une vitesse donnée, le signal enregistré par le capteur peut varier dans de larges proportions. Les conditions expérimentales ne diffèrent que légèrement (hauteur de chute connue à quelques centimètres près). En revanche plus l'objet est difforme et hétérogène, plus les résultats sont dispersés. La **Figure 27** présente les résultats obtenus avec la bille en verre (à peu près sphérique) et le galet de 32 g (non sphérique), lancés de la même hauteur (10 cm) mais sans précautions particulières, c'est-à-dire sans se soucier de l'orientation de l'objet impactant par rapport à la surface du capteur au moment du choc et en comptabilisant même les choc « ratés » (présentant un rebond élastique anormal).

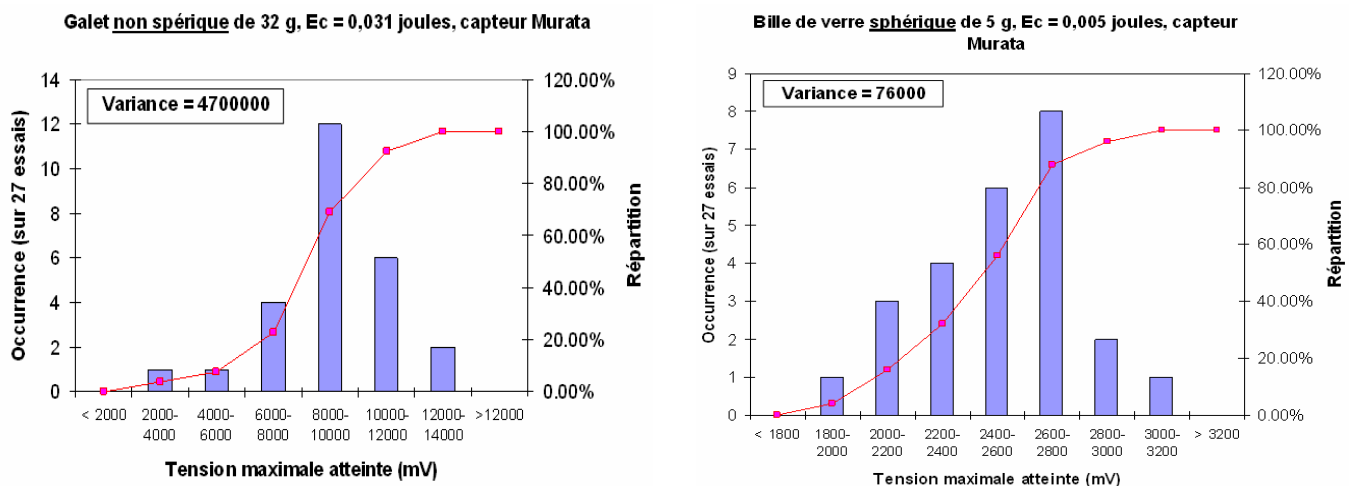


Figure 27 : Dispersion des mesures lors d'impacts « identiques » effectués sans précautions particulières

(Graphique de droite) Cas de la bille en verre régulière.

(Graphique de gauche) Cas du galet ellipsoïdal de 32 g.

Dans le cas de la bille de verre, la dispersion des mesures est beaucoup plus limitée que dans le cas du galet non sphérique. Cette expérience illustre la forte influence de la morphologie et notamment du rayon de courbure des objets impactant au niveau de la zone de contact. Comme prévu par la Théorie de Hertz, l'impact d'une partie « plate » du galet sur le capteur causera une augmentation de pression et une déformation plus faible que l'impact d'une partie « saillante ». L'onde mécanique émise a priori liée à l'accélération de la surface déformée ne transmet donc pas la même énergie au capteur selon le cas.

La rotation de l'objet impactant avant et au moment du choc risque également d'entraîner une dispersion des données. Tout d'abord la dynamique de l'impact change. Ensuite l'objet impactant peut

basculer sur lui-même et venir heurter moins violemment une seconde fois le capteur, quelques millisecondes après le choc initial. Nous pensons que les signaux présentant deux pics de tension bien distincts correspondent à des « impacts multiples » :

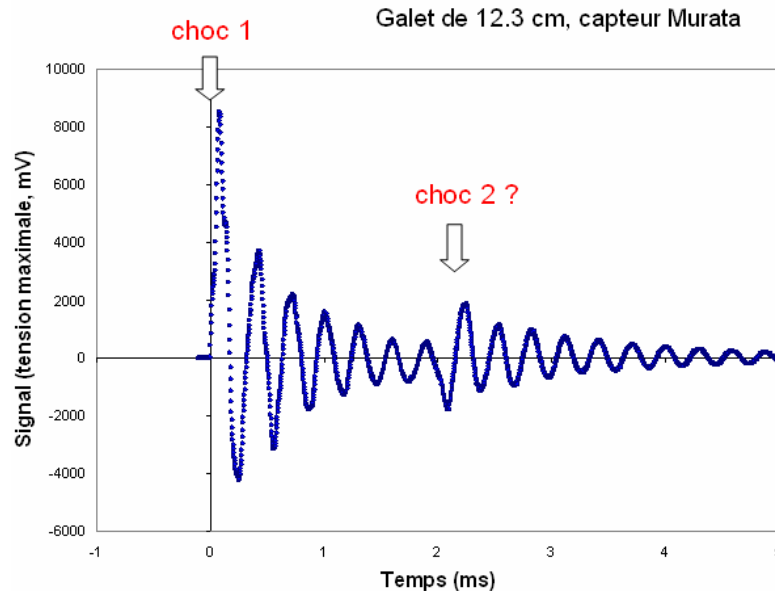


Figure 28 : Signal enregistré lors d'un impact « multiple » probable

Dans le cas d'un impact « multiple » les valeurs des deux pics maximums de tension devraient être enregistrées pour caractériser l'énergie totale reçue par la roche au moment de l'impact. Toutefois ce cas de figure est rare.

Un autre facteur perturbateur important déjà évoqué précédemment est la stabilité du dispositif qui vibre lors des impacts. Nous pouvons supposer que la sensibilité réelle et la précision réelle du dispositif sont bien meilleures que celles obtenues avec notre dispositif expérimental.

➤ Influence de l'eau sur l'énergie des chocs

L'eau risque de modifier sensiblement la dynamique des impacts, par exemple en amortissant sensiblement la vitesse des galets juste avant le contact. Nous n'avons pas encore testé directement son influence sur le dispositif.

e Calibration énergie cinétique de l'impact / signal électrique

Dans ce paragraphe nous allons présenter les résultats de nos tests de calibration en laboratoire : ces observations vont nous permettre de convertir la tension maximale produite par le capteur Murata® en énergie cinétique. Notons que ces tests doivent être effectués sur tous les capteurs avant leur installation sur le terrain¹².

Dans le but de limiter l'effet de dispersion dont nous avons parlé précédemment, nous avons fait en sorte de lancer les objets non sphériques sous un angle constant, et naturellement sans effet de rotation. Les galets ont notamment été orientés de façon à impacter le capteur toujours de la même façon (avec les mêmes points de contact). Malgré ces précautions les objets ont toujours tendance à pivoter pendant leur chute : plus la hauteur de chute est élevée plus la dispersion des données est importante. Notre technique de calibration n'a donc pas pu être employée pour des hauteurs de chutes supérieures à 1,5 / 2 m. En outre nous n'avons conservé pour cette étude que le signal des impact « réussis », c'est-à-dire présentant un rebond élastique important de l'objet impactant.

Finalement les résultats obtenus sur les dispositifs prototypes sont très encourageants. Ils mettent en évidence une relation nette entre le signal électrique et l'énergie cinétique des objets impactants (Figure 30, Figure 31), relation particulièrement marquée si l'on considère séparément les résultats obtenus à partir d'objets de nature différente.

En outre, l'écrasement théorique calculé d'après la théorie de Hertz (Équation 4, p. 321) donne des résultats encore meilleur (Figure 29, Figure 31). Cette variable dépend des propriétés mécaniques respectives de la roche et du cylindre en métal. **Nos différentes observations indiquent donc clairement que le signal électrique produit par le capteur dépend d'avantage de l'énergie « emmagasinée » par le cylindre après l'impact que de l'énergie cinétique de la particule impactante (Équation 6).**

$$\begin{aligned} E & \text{ cinétique initiale du galet} \\ &= E \text{ mécanique transmise temporairement aux matériaux (galet et cylindre)} \\ &= E \text{ cinétique restituée au galet impactant après l'impact (rebond)} + E \text{ « emmagasinée » par le galet} + E \text{ « emmagasinée » par le cylindre} \end{aligned}$$

Équation 6 : Bilan énergétique simplifié lors d'un impact

L'énergie « emmagasinée » par un matériau est dissipée par les ondes mécaniques, par la déformation plastique ou la rupture, sous forme de chaleur.

¹² Comme pour les capteurs d'érosion, notre procédé de fabrication n'est pas encore suffisamment stable pour permettre la réalisation de capteurs identiques. A ce titre les graphiques et relations proposées dans ce paragraphe ne sont valables que pour le dispositif qui a servi à les produire, même si les tendances sont comparables d'un capteur à l'autre.

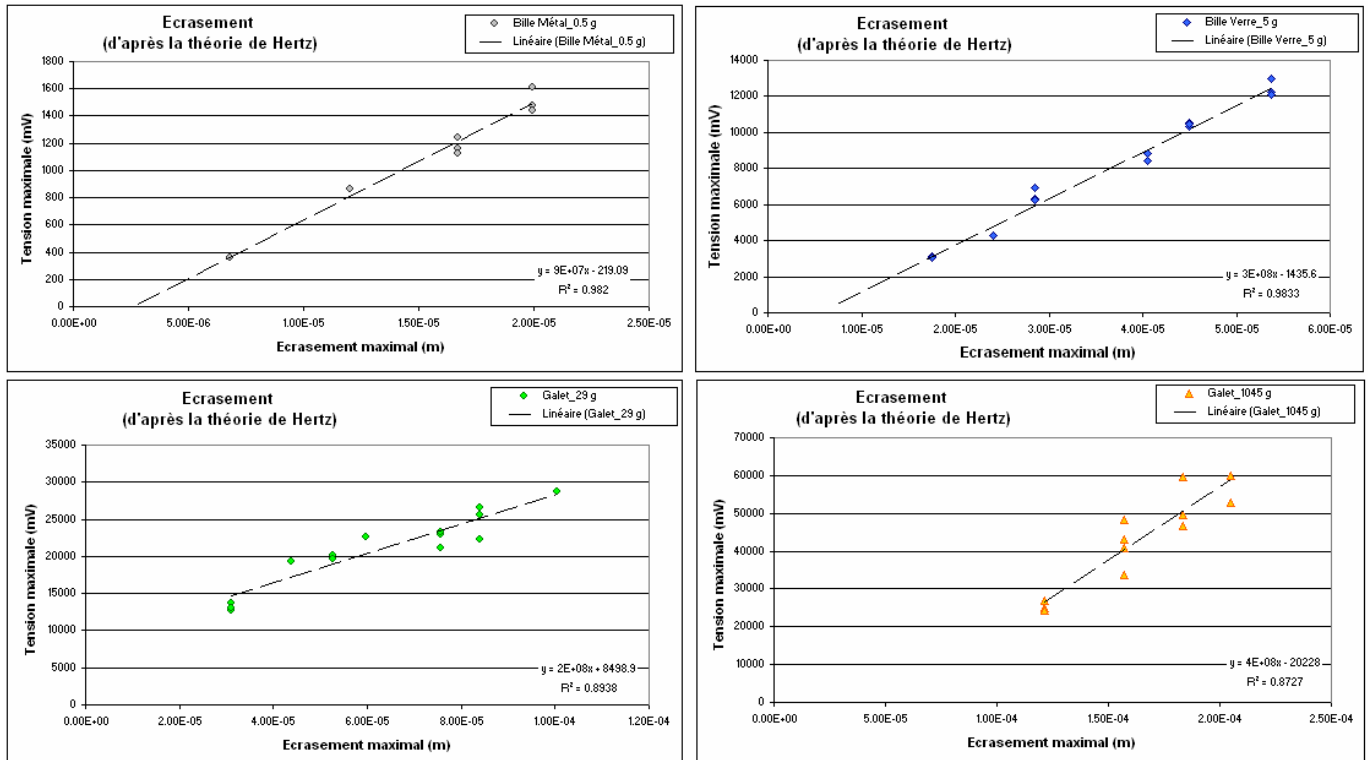


Figure 29 : Ecrasement versus signal électrique, par type d'objets.

La relation entre l'écrasement prévu par la théorie de Hertz (Équation 4, p. 321) et la tension fournie par le capteur Murata® est bonne, et même excellente sur les sphères de matériaux homogènes (métal et verre). Elle paraît un peu plus dispersée pour les galets « naturels » (aspérités fragiles à la surface, hétérogénéités internes, rayon de courbure variable, et cætera, cf. Figure 27, p. 331).

La relation est linéaire (ou « puissance »), du moins sur cette gamme d'énergie. Notons que les coefficients directeurs changent d'un matériau à l'autre.

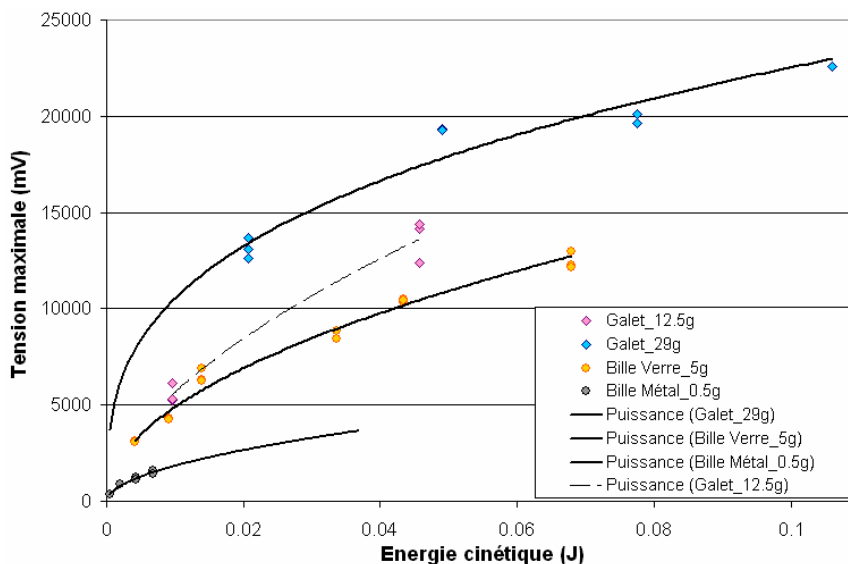


Figure 30 : Variabilité des comportements en fonction de la nature du galet impactant, exemple des chocs à faible énergie cinétique.

Cet exemple illustre la forte dépendance de la calibration à la lithologie du galet impactant. Ce comportement est tout à fait normal : l'élasticité du choc dépendant des propriétés mécaniques des objets, d'une lithologie à l'autre l'énergie transmise au capteur pendant l'impact ne sera pas exactement proportionnelle à l'énergie cinétique. En ce sens l'homogénéité des résultats s'améliore si l'on considère la relation écrasement – tension, l'écrasement dépendant des propriétés mécaniques de l'objet impactant et du cylindre.

Finalement, il semble que le signal électrique produit soit moins fort pour un rebond extrêmement élastique (bille de verre et surtout petite bille d'acier). En effet, lors d'un choc élastique une grande partie de l'énergie d'impact est restituée au galet impactant qui rebondit avec une vitesse presque égale à la vitesse incidente. L'énergie transmise à la roche et donc dissipée par les ondes mécaniques est donc moindre.

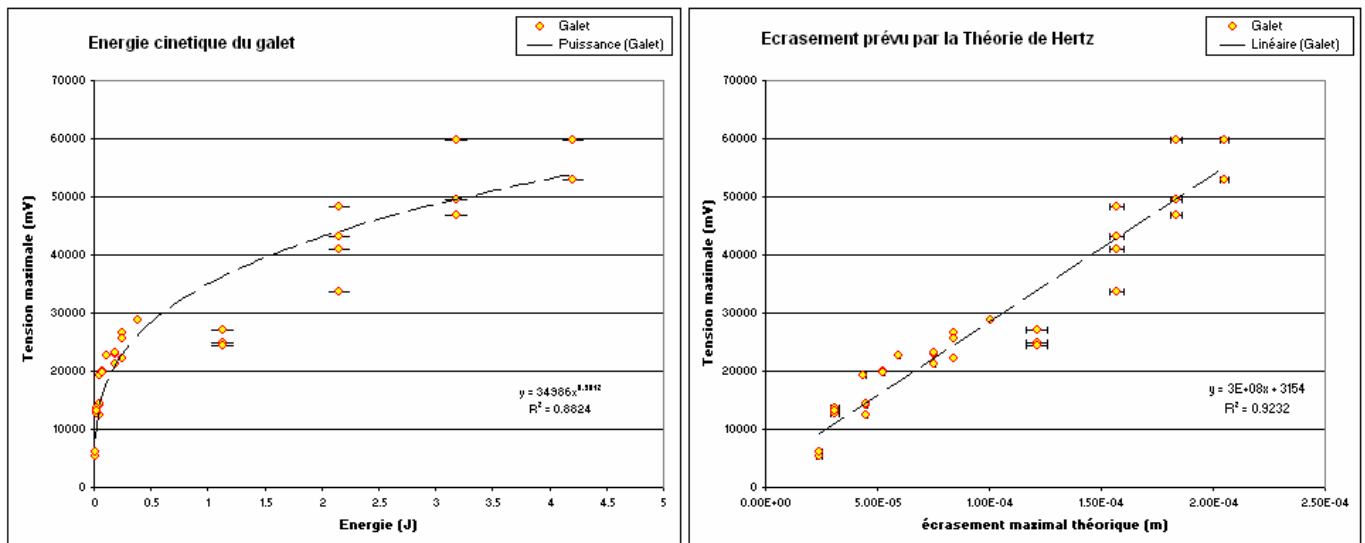


Figure 31 : Comportement du capteur pour un impact avec des galets.

Si l'on se focalise sur le groupe de galets plus ou moins homogènes entre eux, la relation Energie – Tension s'améliore (par rapport à la Figure 30) et devient parfaitement exploitable. La dispersion un peu plus marquée pour les fortes énergies s'explique par les problèmes expérimentaux dont nous avons parlé dans les paragraphes précédents (utilisation délicate des gros galets).

f Bilan et perspectives

Le dispositif que nous avons créé fonctionne et **est susceptible d'être installé sur le terrain**, même si les processus à l'œuvre ne sont pas parfaitement compris. Nous pouvons d'ores et déjà affirmer que le dimensionnement adopté pour les prototypes est adéquat : collage du capteur Murata® sous un cylindre, cylindre de 3 à 4 cm de diamètre, voir un peu plus si l'on souhaite atténuer le signal ; hauteur impérativement inférieure à 8 cm ; installation d'une gaine caoutchouteuse isolante, et cætera. Nous avons également vérifié que le dispositif fonctionnait dans le grand dispositif expérimental de simulation de l'érosion : le principal problème soulevé par ces essais a été la faiblesse des connectiques.

Il nous reste à effectuer des tests de calibration dans l'eau, pour vérifier l'amortissement éventuel des galets sur la surface (mais de toute façon, la valeur qui nous intéresse le plus est bien l'énergie reçue par le massif rocheux et non l'énergie cinétique des galets dans la rivière). La caractérisation précise du comportement fréquentiel du capteur Murata® fait également partie de nos objectifs. Toutefois les deux chantiers les plus importants sont : **(1)** améliorer le protocole de calibration pour pouvoir atteindre de très fortes énergies, tester la résistance extrême du capteur, et envisager des protections supplémentaire si nécessaire ; **(2)** mesurer le rebond élastique des objets utilisés pour les tests, déterminer précisément les propriétés mécaniques des matériaux, vérifier leurs influences sur les relations énergie – tension ou écrasement – tension.

CHAPITRE VI

Conclusions

VI

Conclusions

L'érosion fluviale est un agent majeur de l'évolution du paysage, notamment en contexte orogénique dans les rivières à fond rocheux. La compréhension et la quantification des processus physiques qui la régissent, et tout particulièrement de l'abrasion, sont des priorités pour mieux contraindre les modèles utilisés en géomorphologie. En effet les lois d'érosion proposées dans la littérature sont assez frustes. Hormis celle proposée par Sklar et Dietrich [2004], elles reposent sur des concepts heuristiques simplifiés, et ne s'accordent pas toujours de façons satisfaisantes aux observations de terrain. Un point essentiel manque à la plupart de ces travaux : **l'expérimentation directe sur le terrain**, et notamment **la mesure in situ de l'érosion** à petite échelle et sur une courte période de temps. Il faut dire que l'étude du lit des rivières à fond rocheux « naturelles » associe trois inconvénients majeurs : un environnement difficile, une évolution globalement lente car discontinue ou aléatoire dans le temps, des processus superposés difficiles à déconvoluer et même à identifier.

Notre principale contribution a été de montrer que l'étude détaillée des processus d'abrasion est possible sur le terrain, dans le cadre d'une étude intégrée. Pour notre démonstration nous avons choisi un « laboratoire naturel » situé dans l'avant pays himalayen (Siwaliks du Népal Central). Il s'agit d'un groupe de rivières (notamment la Bakeya Khola et la Ratu Khola) formant des gorges près du front de chaîne. Dans ces bassins versants les crues de mousson régulières et les taux d'incision à long terme très élevés, plus de 10 mm.an^{-1} [Lavé et al., 2001], garantissent l'observation de phénomènes intéressants à l'échelle d'une thèse et même sur une seule année.

Notre premier objectif a été de **contraindre « l'environnement érosif »** de ces rivières, c'est-à-dire de **caractériser les flux d'eau et de sédiments, puis la résistance à l'érosion des roches**.

(1) L'estimation des **débits** montre que pendant la mousson 2006 le pic de crue maximal a probablement atteint $850 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en aval des gorges de la Bakeya, mais également que les autres crues moins importantes n'ont dépassé $100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ qu'à deux reprises ($115 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Entre les crues le débit retombe au débit d'étiage en quelques jours, le pic lui-même ne durant que quelques heures. La modélisation des écoulements dans les gorges (logiciel Hec-Ras) associée à l'analyse des laisses de crue suggère l'occurrence de débits extrêmes de près de $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec des hauteurs d'eau approchant les 10 m au niveau des sites instrumentés. Nos mesures seront étoffées les

prochaines années par des enregistrements automatiques effectuées directement dans les gorges et par l'analyse des relevés pluviométriques.

(2) La caractérisation des **flux sédimentaires** a associé des mesures sur le terrain et une modélisation simple basée sur les taux de soulèvement en amont, ainsi que sur le calcul de la capacité de transport des rivières (application de la loi de Meyer-Peter et Muller). Nos résultats indiqueraient un volume moyen de 10^{E+6} m^3 de sédiments transitant annuellement par la Bakeya. Nous avons attaché une importance toute particulière à la **mesure granulométrique de la charge de fond**, la taille des particules transportées par les rivières jouant un rôle essentiel et souvent mal appréhendé dans les lois d'érosion. Nous avons d'abord suivi la méthode « traditionnelle » consistant à mener une campagne de mesure extensive dans une douzaine de rivières des Siwaliks et du Teraï, surtout par tamisage. Toutefois le contexte géologique particulier des Siwaliks où les têtes de bassin drainent des dépôts conglomératiques et gréseux non consolidés nous a donné l'opportunité de caractériser la charge de fond d'une manière alternative, en mesurant la granulométrie des dépôts molassiques. L'adaptation et même le développement de nouveaux protocoles de mesure de la granulométrie mieux applicables à ce contexte ont donné des résultats intéressants, notamment pour **l'analyse des faciès conglomératiques sur image avec correction des effets de section**, et pour **l'analyse des grès à ciment carbonaté par désagrégation**. Ces avancées mériteront d'être explorées plus en détail dans l'avenir, elles sont loin d'avoir livré tout leur potentiel. Finalement nous avons mis en évidence une grande stabilité de la granulométrie d'amont en aval à travers les Siwaliks, avec un D50 de la charge de fond situant généralement autour de 2 cm selon les bassins versants. Notre étude granulométrique a également été l'occasion d'aborder une problématique connexe liée à l'évolution granulométrique de la charge de fond dans les plaines alluviales : nous suggérons que les transitions brutales galet – sable dans les séries sédimentaires d'avant pays, observées sur les cônes alluviaux actuels du Teraï comme dans molasses anciennes Siwaliks, peuvent résulter d'un même processus de tri granulométrique particulier, indépendamment d'un quelconque forçage externe (tectonique ou climatique) ayant affecté les processus d'érosion dans les parties montagneuses des bassins.

(3) La troisième contrainte à définir était la **résistance du substratum à l'érosion**. Les roches affleurant dans les gorges des Siwaliks sont essentiellement des grès, présentant une porosité et un degré de cimentation carbonatée généralement compris entre 0 et 25%. Les clastes quartzeux dominent largement avec une fraction variable de phyllosilicates. Nous avons mesuré et interprété leurs **érodabilités**, confirmé la bonne corrélation de cette variable clef avec la résistance à la traction, et montré qu'elle pouvait être efficacement estimée directement et simplement sur le terrain à l'aide du **rebond de Schmidt**. La très grande hétérogénéité des grès Siwaliks même à petite échelle est une observation importante. Nos expériences prouvent également que la résistance de nos roches dépend d'interactions complexes entre la porosité et le ciment, interactions variant en fonction de l'état de

saturation et peut être d'altération. Alors que la porosité, c'est-à-dire la « faiblesse » de la roche, est l'élément déterminant de la résistance des grès secs (résultat en accord avec les données disponibles dans la littérature), la cimentation, c'est-à-dire la « cohésion » entre les grains de la roche, prend une importance centrale pour un grès saturé (du moins au-delà de 10% de teneur en CaCO_3). Il semble que ce soit la déstabilisation d'un ciment argileux discret sur les bordures de grains, à la fois hérité et authigène, qui soit responsable de ce comportement. En ce sens il est préférable de mesurer la résistance mécanique d'une roche sur des **éprouvettes saturées** pour interpréter son érodabilité : cette recommandation de bon sens a pu être négligée dans le passé¹. Enfin nous avons démontré l'intérêt des paramètres moins fréquemment mesurés comme la « porosité de fissure » estimée à partir de la vitesse de propagation des ondes P. Nous avons mis en relation cette valeur avec « l'endommagement » des roches pendant la diagenèse, et le décalage du mode granulométrique des grès vers les fines par rapport au D50. Nos données de terrains ont été compilées sous forme de transects à travers les Siwaliks. Ces représentations aident à l'interprétation des processus diagenétiques dans la série sédimentaire et peuvent servir de base à la modélisation géomorphologique des Siwaliks (évolution de l'érodabilité en surface le long du cours des rivières).

Le second volet de notre étude a été consacré à la **mesure de l'érosion sur le terrain**. Ce type d'étude très originale, proposée par Hartshorn et al. [2002] sur une rivière taiwanaise, passe par la conception d'un outil permettant la mesure périodique de profils microtopographiques : la différence d'élévation de la surface du lit de la rivière par rapport à un repère fixe donne une valeur d'érosion. L'outil doit allier robustesse pour supporter les conditions du terrain, flexibilité pour s'adapter à la topographie du lit, et précision infra millimétrique. Finalement nous avons observé des érosions / abrasions annuelles sur les berges de 1 à 10 mm dans les gorges terminales de la Bakeya, et jusqu'à 30 à 50 mm dans celles de la Ratu. L'interprétation de ces mesures grâce aux contraintes environnementales définies précédemment passe par la modélisation dans les chenaux des écoulements (logiciel Hec-Ras) et de la répartition verticale des flux de sédiments (modèle de Rouse). Au bout du compte nous avons démontré que dans un environnement favorable il est possible de recalculer les abrasions mesurées avec comme seules données d'entrée l'hydrologie du chenal, le flux et la granulométrie des sédiments, et des lois d'érosion semi empiriques basées sur l'érodabilité (mesurée indépendamment). Enfin, dans le dernier chapitre, nous avons proposé un « **capteur d'érosion** » **autonome** en substitution partielle de l'outil de mesure imaginé par Hartshorn, ainsi qu'un

¹ La majorité des études sur l'interprétation des propriétés pétro-mécaniques concernent des roches sèches. Nous avons donc choisi de privilégier des essais mécaniques sur éprouvette sèche, dans l'optique de comparer nos résultats à ceux disponibles dans la littérature, mais en effectuant en parallèle des essais sur roche saturée aussi souvent que possible. En outre dans certaines circonstances la mesure sur éprouvette sèche paraît incontournable, notamment quand la roche est trop peu consolidée (cas des arénites Siwaliks moyen). L'étude de ces lithologies très peu consolidées est d'ailleurs un aspect original de nos travaux sur l'érodabilité des roches.

« **capteur de choc** » pour quantifier l'énergie et la fréquence des impacts à la surface du lit. Ces dispositifs inédits déjà testés en laboratoire seront installés prochainement sur le terrain et permettront des avancées considérables dans les prochaines années, en mesurant les processus d'érosion non plus épisodiquement mais en continu même au plus fort des crues.

Notre « laboratoire naturel » a vocation à durer plusieurs années, ce type d'étude sur le terrain gagnant en fiabilité sur la durée. Nos premières mesures donnent de bons résultats, mais l'intégration de la variabilité interannuelle des processus naturels paraît indispensable. Elles devront notamment confirmer que : (1) dans la Ratu Kholā l'érosion latérale est à peu près en accord avec la migration à long terme des méandres, (2) l'érosion des berges de la Bakeya est effectivement dominée par l'affouillement de bancs tendre entraînant un effondrement des bancs durs, ce processus pouvant sans doute être modélisé.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Attal M., 2003. Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs. Mémoire de thèse de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1), 280 p.
- Attal M., Lavé J., 2006b. Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts. Geological Society of America, Special Paper 398, p. 143-171
- Attal M., Lavé J., and Masson J. -P. 2006a. New facility to study river abrasion processes. Journal of Hydraulic Engineering, v. 132 (6), p. 624-628
- Aydin A., Basu A., 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. Engineering Geology, v. 81 (1), p. 1-14
- Aydin A., Basu A., 2006. The use of Brazilian test as a quantitative measure of rock weathering. Rock Mechanics and Rock Engineering, v. 39 (1), p. 77-85
- Bagnold R. A., 1973. The nature of saltation and of 'bed-load' transport in water. Proc. R. Soc. Lond. A., p. 473-504
- Basu A., Aydin A., 2004. A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. Int. J. Rock Mech. & Mining Sci., v. 41, p. 1211-1214
- Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J., 1992. Erosional control of active compressional orogens. In "Thrust Tectonics", Mc Clay K. R. (ed.), Chapman and Hall, p. 1-18
- Bishay A. G., Fikry, W., Hunter, H. Ragie, H. F., 2000. Temperature coefficient of the surface resistivity of two-dimensional island gold films. J. Phys. D: Appl. Phys., v. 33, p. 2218-2222
- Bitter J. G. A., 1963. A study of erosion phenomena, Part I. Wear, v.6 p. 5-21
- Bitter J. G. A., 1963. A study of erosion phenomena, Part II. Wear, v. 6, p. 169-190
- Bogen J., Fergus T., Walling D. E. (éditeurs), 2003. Erosion and sediment transport measurement in rivers: technological and methodological advances. Workshop, Oslo, Norway, 19-21 June, 2002. IAHS publication 283, 238 p.
- Brozović N., Burbank D. W., 2000. Dynamic fluvial systems and gravel progradation in the Himalayan foreland. Geological Society Of America Bulletin, v. 112, p. 394-412
- Bunte K., Abt S. R., 2001. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 428 p. (disponible en ligne sur: http://209.85.135.104/search?q=cache:ILeK9SAte4AJ:www.fs.fed.us/rm/pubs/rmrs_gtr74.html+bunte+et+abt+2001&hl=fr&ct=clnk&cd=1)
- Burbank D. W., Beck R. A., Reynolds R. G. H., Hobbs R., Tahirkheli R. A. K., 1988. Thrusting And Gravel Progradation In Foreland Basins - A Test Of Post-Thrusting Gravel Dispersal. Geology, v. 16, p. 1143-1146
- Buurmana P., Jongmansa A. G., PiPujolb M. D., 1998. Clay illuviation and mechanical clay infiltration - Is there a difference? Quaternary International, v. 51-52, p. 66-69
- Camenen B., 2007. Simple and General Formula for the Settling Velocity of Particles. Journal of Hydraulic Engineering, v. 133 (2), p. 229-233
- Casagli N. , Ermini L., Rosati G., 2003. Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: sampling and processing methods. Engineering Geology, v. 69, Issues 1-2, p. 83-97
- Chang H. H., 1988. Fluvial processes in river engineering. John Wiley & Sons Ed., New York, 425 p.
- Charlton R., 2007. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge Editions, 280 p.
- Chauchat J., 2007. Contribution à la modélisation diphasique du transport sédimentaire en milieux côtiers et estuariens. Mémoire de thèse de l'Université de Caen, 220 p.
- Chen Yun-ping, Wang Si-jing, Wang En-zhi, 2007. Strength and elastic properties of sandstone under different testing conditions. Journal of Central South University of Technology, v. 14 (2), p. 210-215

Références bibliographiques

- Colak K., Unlu T., 2004. Effect of transverse anisotropy on the Hoek–Brown strength parameter ‘mi’ for intact rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 41 (6), p. 1045-1052
- Coutelas A., Guyard L., David C., 2000. Pétroarchéologie de mortiers gallo-romains. Application de méthodes analytiques à l'étude des thermes du Vieil-Evreux (Eure). *Les Nouvelles de l'Archéologie*, v. 81, p. 31-36
- Craddock W. H., Burbank D. W., Bookhagen B., 2007. Bedrock channel geometry along an orographic rainfall gradient in the upper Marsyandi River valley in central Nepal, *Journal of geophysical research*, v. 112
- Dan Morgan D., Jerram D. A., 2006. On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 154, Issues 1-2 , Pages 1-7
- Deere D. U., Miller R. P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Air Force Weapons Lab. Tech. Report, AFWL-TR 65-116, Kirtland Base, New Mexico
- Delcaillau B., 1992. Les Siwalik de l'Himalaya du Népal Oriental - Fonctionnement et évolution d'un piémont. *Mémoires et documents de Géographie*, Editions du CNRS, 206 p.
- Derry L. A., France-Lanord C., 1997. Himalayan Weathering and Erosion Fluxes: Climate and Tectonic Controls. In "Global Tectonics and Climate Change", Ruddiman W. and Prell W. (ed.), Plenum, New York, p. 289-312
- Dietrich W. E., 1982. Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*, v. 18, p. 1615–1626
- Diplas P., Sutherland A. J., 1988. Sampling techniques for gravel sized sediments. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, v. 114, p. 484-501
- Dunn D. E., La Fountain. L. J., Jackson. R. E., 1973. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. *J. Geophys. Res.*, v. 73 (14), p. 2404-2417
- Durian D. J., Bideaud H., Düringer P., Schroder A., Thalmann F., Marques C. M., 2006. What is in a pebble shape?. *Physical Review Letters*, v. 97 (2), 028001
- Einstein, H. A., 1950. The bed load functions for sediments transport in open-channel flows. *Tech. Bull. N°1026*, U.S. Dept of Agriculture, Soil Conservation service, 71 p.
- Fang X. M., Yan M. D., Van der Voo R., Rea D. K., Song C. H., Pares J. M., Gao J. P., Nie J. S., Dai S., 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan plateau: Evidence from high-resolution magneto stratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. *Geological Society Of America Bulletin*, v. 117, p. 1208-1225
- Fort. M., 1997. Développement et aléas naturel en Himalaya du Népal : la crue de juillet 1993, bassin versant de la Bagmati. *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, n. 1, p. 43-58
- Fourmaintraux D., 1975. Quantification des discontinuités des roches et des massifs rocheux. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v. 7 (2), p. 83-100
- Fourmaintraux, D., 1976. Chapitre II : Caractérisation des roches: essais de laboratoire, in "La Mécanique des roches applique aux ouvrages du génie civil", Amicale des Ingénieurs Anciens Elèves de l'Ecole National des Ponts et Chaussées, M. Panet Ed., p. 39-56
- Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. *Sedimentary Geology*, v. 121, p; 289-298
- Fuller C. W., Willett S. D., Hovius N., Slingerland R., 2003. Erosion rates for Taiwan Mountain Basins: New determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation. *The Journal of geology*, v. 111 (1), p. 71-87
- Gale S. J., Hoare P.G., 1992. Bulk sampling of coarse clastic sediments for particle size analysis. *Earth Surface Processes Landforms*. v. 17, p.729-733
- Garcia C., Laronne J. B., Sala M., 1999. Variable source areas of bedload in a gravel bed stream. *Journal of Sedimentary Research*, v. 69 (1), p. 39-43
- Garcia C., Laronne J. B., Sala M., 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology*, v. 34 (1-2), p. 23-31
- Gautam P., Rosler W., 1999. Depositional chronology and fabric of Siwalik group sediments in Central Nepal from magnetostratigraphy and magnetic anisotropy. *Journal Of Asian Earth Sciences*, v. 17, p. 659-682
- Gole C. V., Chitale S. V., 1966. Inland delta building activity of the Kosi River. *Journal of the Hydraulics Division ASCE*, v. 92, p. 111-126

Références bibliographiques

- Graham D. J., Rice S. P., Reid I., 2005a. Automated sizing of coarse-grained sediments: image-processing procedure. *Mathematical Geology*, v. 37 (1), p. 1-28
- Graham D. J., Rice S. P., Reid I., 2005b. A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resour. Res.*, v. 41: W07020
- Grantham S. G., Siviour C. R., Proud W. G., Field J. E., 2004. High-strain rate Brazilian testing of an explosive simulant using speckle metrology. *Meas. Sci. Technol.*, v. 15, p. 1867-1870
- Guilbaud R. (encadrants Huyghes P., Bernet M.), 2007. Etude diagenétique des grès clastiques Siwaliks en Népal ouest et central. Mémoire de master de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1), 33 p.
- Hancock G.S., Anderson R.S., Whipple K.X., 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form. In "Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels", Wohl E. and Tinkler K. (ed.), Geophysical Monograph 107, p. 35-60
- Harrison T. M., Copeland P., Hall S. A., Quade J., Burner S., Ojha T. P., Kidd W. S. F., 1993. Isotopic Preservation Of Himalayan Tibetan Uplift, Denudation, And Climatic Histories Of 2 Molasse Deposits. *Journal Of Geology*, v. 101, p. 157-175
- Hartshorn K., Hovius N., Dade W. D., Slingerland R. D., 2002. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt, *Science*, v. 297, p. 2036-2038
- Haschenburger J. K., Stephen P. Rice S. P., Voyde E., 2007. Evaluation of Bulk Sediment Sampling Criteria for Gravel-Bed Rivers. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77 (5), p. 415-423
- Heilbronner R., 2000. Automatic grain boundary detection and grain size analysis using polarization micrographs or orientation images. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 969-981
- Herail H., Mascle G., 1980. Les Siwaliks du Népal Central : structure et géomorphologie d'un piedmont en cours de déformation. *Bull. Assoc. des Géogr. Fr.*, v. 471, p. 259-267
- Higgins M. D., 1994. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: estimation of crystal habit and true size. *American Mineralogist*, v. 79, p. 113-119
- Higgins M. D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* v. 85 (9), p. 1105-1116
- Ikeda S., 1982. Incipient motion of sand particles on sides slopes. *Journal of Hydraul. Eng.*, v. 107 (4), p. 389-406
- Jain V., Sinha R., 2004. Fluvial dynamics of an anabranching river system in an Himalaya foreland basin, Bagmati river, north Bihar plains, India. *Geomorphology*, v. 60, p. 147-170
- Kellerhals R., Bray D. I., 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of the Hydraulics Division ASCE*, v. 97, p. 1165-1180
- Kooi H., Beaumont C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research*, v. 101 (B2), p. 3361-3386
- Korup O., Clague J. J., Hermanns R. L., Hewitt K., Strom A. L., Weidinger J. T., 2007. Giant landslides, topography, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 261(3-4), p. 578-589
- Latala Z., Wojnar L., 2001. Computer-aided versus manual grain size assessment in a single phase material. *Materials characterization*, v. 46 (2-3), p. 227-233
- Lavé J., 1997. Tectonique et érosion: l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central. Mémoire de thèse de l'université Paris VII, 226 p.
- Lavé J., Avouac J. P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills (Himalayas of Central Nepal). *J. Geophys. Res.*, v. 105, p. 5735-5770
- Lavé J., Avouac J. P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalaya of Central Nepal. *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 26561-26591
- Lyon-Caen H., Molnar P., 1985. Gravity-Anomalies, Flexure Of The Indian Plate, And The Structure, Support And Evolution Of The Himalaya And Ganga Basin. *Tectonics*, v. 4, p. 513-538
- Mertens G., Elsen J., 2006. Use of computer assisted image analysis for the determination of the grain-size distribution of sands used in mortars. *Cement and Concrete Research*, v. 36, p. 1453-1459
- Meyer-Peter E., Müller R., 1948. Formulas for bed-load transport. *Proc. 2nd Meeting, IAHR, Stockholm, Sweden*, p. 39-64
- Michel F., Courard L., 2006. Apports de la granulométrie laser dans la caractérisation physique des fillers calcaires. Compte rendu à l'occasion de la "Septième édition des Journées scientifiques du regroupement francophone pour la recherche et la formation sur le béton", 49 p.

Références bibliographiques

- Milan D. J., Heritage G. L., Large A. R. G., Brunson C. F., 1999, Influence of particle shape and sorting upon sample size estimates for a coarse-grained upland stream: *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 85-100
- Mosley M. P., Tindale D. S., 1985. Sediment variability and bed material sampling in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.10, p. 465-482
- Munoz R. C., Arenas C., Kremen G., Moraga L., 2000. Surface Roughness and surface-induced resistivity of gold films on mica: influence of theoretical modelling of electron-surface scattering. *J. Phys. D: Condens. Matter*, v. 12 (24), p. 379-385
- Najman Y., 2006, The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins: *Earth-Science Reviews*, v. 74, p. 1-72
- Newell A. J., Tverdokhlebov V. P., Benton M. J., 1999, Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, Southern Uralian Foreland Basin, Russia: *Sedimentary Geology*, v. 127, p. 11-29
- Newman D. A., Bennett D. G., 1990. The effect of specimen size and stress rate for the Brazilian test - A statistical analysis. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v. 23 (2), p.123-134
- Ortega-Bucio de Garnica L. D., 1992. Développement d'une cellule triaxiale haute pression pour essais sur roches poreuses saturées. Applications aux grès. Mémoire de thèse de l'Université Joseph Fourier (Grenoble I), 165 p.
- Parcerisa D., Gomez-Gras D., Travé D., 2005. A model of early calcite cementation in alluvial fans: Evidence from the Burdigalian sandstones and limestones of the Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). *Sedimentary Geology*, v. 178, p. 197-217
- Parker G., Klingeman P. C., 1982. On why gravel bed streams are paved. *Water Resour. Res.*, v. 18 (5), p. 1409-1429
- Peizhen Z., Molnar P., Downs W. R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, p. 891-897
- Persson A. L., 1998. Image analysis of shape and size of fine aggregates. *Engineering Geology*, v. 50, p. 177-186
- Rahl J. M., Ehlers T. A., van der Pluijm B. A., 2007. Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 256, p. 147-161
- Reiners P. W., Brandon M. T., 2006. Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, v. 34, p. 419-466
- Rogen B., Gommessen L., Fabricius I. L., 2001. Grain size distributions of chalk from image analysis of electron micrographs. *Computers and Geosciences*, v. 27 (9), p. 1071-1080
- Rollet A. J., 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain. Mémoire de thèse de l'Université Jean Moulin (Lyon 3), 305 p.
- Rouse H., 1946. Elementary mechanics of fluids. John Wiley and Sons (ed.), New York, 376 pp.
- Sahagian D. L., Proussevitch A. A., 1998. 3D particle size distributions from 2D observations: stereology for natural applications. *J Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 84, p. 173-196
- Sanyal P., Bhattacharya S. K., Prasad M., 2005. Chemical diagenesis of Siwalik sandstone: Isotopic and mineralogical proxies from Surai Khola section, Nepal. *Sedimentary Geology*, v. 180, p. 57-74
- Shukla U. K., Singh I. B., Sharma M., Sharma S., 2001. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 243-262
- Sinha R., Jain V., Babu G. P., Ghosh S., 2005. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. *Geomorphology*, v. 70, p. 207-225
- Sklar L. S., Dietrich W. E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, v. 29 (12), p. 1087-1090
- Sklar L. S., Dietrich W. E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resour. Res.*, v. 40
- Sklar L. S., Dietrich W. E., 2006. The role of sediment in controlling bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model, *Geomorphology*, Vol. 82, No. 1-2, p. 58-83
- Smith G. H. S., Ferguson R. I., 1995. The Gravel Sand Transition Along River Channels. *Journal Of Sedimentary Research Section A-Sedimentary Petrology And Processes*, v. 65, p. 423-430

Références bibliographiques

- Supping Peng, Jincai Zhang, 2007. Rock strength experiments and failure criteria. In "Engineering Geology for Underground Rocks", Springer Berlin Heidelberg Ed., p. 75-100
- Tokuoka T., Takayasu K., Yoshida M., Hisatomi K., 1986. The Churia (Siwalik) Group of the Arung Khola area, West Central Nepal. *Memoirs of the Faculty of Science, Shimane University*, v. 20, special issue, p. 135-210
- Tucker G. E., Whipple K. X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J. Geophys. Res.*, v. 107 (B9), art. num. 2179
- Turowski J. M., Hovius N., Meng-Long H., Lague D., Men-Chiang C., 2008. Distribution of erosion across bedrock channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 33, p. 353-363
- van der Beek P. A., Braun J., 1998. Numerical modelling of landscape evolution on geological time scales : A parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. *Basin Research*, v. 10, p. 49-68
- Verdù J. M., Batalla R. J., Martinez-Casasnovas J. A., 2004. High-resolution grain size characterization of gravel riverbeds using field samples, image textural analysis and geostatistics. *Geomorphology*, vol. 72 (1-4), p. 73-93
- Vericat D., Batalla R. J., Garcia C., 2006. Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams: The lower Ebro. *Geomorphology*, v. 76, p. 122-136
- Whipple K. X., 2004. Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 32 (1), p. 151-185
- Whipple K. X., Hancock G. S., Anderson R. S., 2000. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 490–503
- Whipple K. X., Kirby E., Brocklehurst S. H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature (London)*, v. 401 (6748), p. 39-43
- Wiberg P., Smith J. D., 1989. Model for calculating bed load transport of sediment. *J. Hydraul. Engrg.*, ASCE, v. 115, p. 101-123
- Wilcock P. R., 1998. Two-fraction model of initial sediment motion in gravel-bed rivers. *Science*, v. 280, p. 410-412
- Wilcock P. R., Crowe J. C., 2003. A surface-based transport model for sand and gravel. *J. Hydraulic Engineering*, v. 129 (2), p. 120-128
- Willett S. D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, v. 104 (B12), p. 28957-28982
- Wittenberg L., Laronne J. B., Newson M. D. , 2007. Bed clusters in humid perennial and Mediterranean ephemeral gravel-bed streams: The effect of clast size and bed material sorting. *Journal of Hydrology*, v. 334, p. 312-318
- Worden R. H., Morad S., 2003. Clay minerals on sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, v. 34, p. 3-41
- Yu Y., Yin J., Zhong Z., 2006. Shape effects in the Brazilian tensile strength test and a 3D FEM correction. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, v. 43 (4), p. 623-627
- Zambelli G. et Vincent L., 1998. *Matériaux et contacts: une approche tribologique*. Editions Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, Suisse, 337 p.
- Zheng H. B., Powell C. M., An Z. S., Zhou J., Dong G. R., 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, v. 28, p. 715-718
- Zheng X. Y., Ding Y., Bottomley L. A., 1995. Discontinuous gold island films on mica. *J. Vac. Sci. Technol.*, v. 13 (3), p. 1320-1324

ANNEXES / APPENDIX

TABLE DES MATIERES DES ANNEXES

A.	ANNEXE 1 : Cartes, vue panoramiques, listes d'échantillons.....	352
B.	ANNEXE 2 : Modélisation numérique et correction de « l'effet de coupe » sur les images.....	365
1	Objectif et stratégie.....	365
2	Effet de coupe sur une sphère.....	366
3	Modélisation de l'effet de coupe sur une forme quelconque.....	367
a	Technique d'échantillonnage 3D des sections.....	367
b	Algorithme simplifié et données sources du modèle.....	369
	• Données sources.....	369
	• Détermination de la morphométrie 3D de l'objet.....	371
	• Traitement des sections.....	371
4	Validation du modèle.....	371
a	Quelques résultats expérimentaux.....	371
	➤ La sphère (111).....	371
	➤ Les ellipsoïdes.....	373
	➤ Le cube (111) et pavés.....	374
	➤ Autres essais.....	374
b	Application aux données de terrain.....	375
	• Effets de l'anisotropie du matériau.....	375
	• Facteurs correcteurs moyens des galets les plus représentatifs.....	377
	• Facteurs correcteurs calculés versus facteurs correcteurs empiriques.....	377
C.	ANNEXE 3 : Echantillonnage des grès dans les Siwaliks.....	379
1	Campagnes d'échantillonnage et type d'échantillons récoltés.....	379
2	Organigramme de l'échantillonnage et du traitement des grès.....	380
D.	ANNEXE 4 : Corrections à appliquer aux mesures des propriétés mécaniques.....	382
1	Corrections sur la résistance à la traction brésilienne (R_{tb}).....	382
a	Effet d'écrasement des éprouvettes cylindriques.....	382
b	Effet de proportion des éprouvettes cylindriques.....	382
c	Impact des corrections sur nos données.....	383
2	Corrections sur la mesure au marteau de Schmidt.....	384

TABLE DES ILLUSTRATIONS EN ANNEXES

FIGURES

Figure 1 : Panorama des gores de la Bakeya.....	352
Figure 2 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Churre (vue Générale).	353
Figure 3 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Churre (zoom sur les Siwaliks, partie amont).	354
Figure 4 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Bakeya (vue générale).	355
Figure 5 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long des rivières Ratu Khola, Jangha Khola, Marha Khola, Lakandehi Nadi (vue générale).	356
Figure 6 : Echantillonnage « polaire-pondéré » à la surface d'une sphère, détermination des points P_i	368
Figure 7 : Echantillonnage des vecteurs normaux centrés et des points d'origine des plans.	369
Figure 8 : Vertice, Vertex, Triangle.....	370

ANNEXES

Figure 9 : Exemple d'un galet irrégulier triangulé dessiné en 3D sur Gocad.....	370
Figure 10 : Extrait d'un fichier TSurf « .ts » (Gocad).	370
Figure 11 : Répartition des PAs dans le cas d'une sphères (111), confrontation au calcul théorique.....	372
Figure 12 : Nombre de sections à calculer pour obtenir un résultat précis, cas de la sphère.	372
Figure 13 : Répartition des PAs et GAs dans le cas d'un ellipsoïdes (234).	373
Figure 14 : Répartition des PAs pour un galet oblate (144) et un galet prolata (114).....	374
Figure 15 : Répartition des PAs dans le cas d'un cube (111).	374
Figure 16 : Effet de l'anisotropie des dépôts et de l'orientation des affleurements sur l'effet de coupe.	377
Figure 17 : Organigramme de l'échantillonnage et du traitement des grès.	381

TABLEAUX

Tableau 1 : Liste des sites de mesure et d'échantillonnage.	360
Tableau 2 : Liste de tous les échantillons prélevés dans les Siwaliks et le Teraï.	364

EQUATIONS

Équation 1 : Calcul du PAr moyen des intersections entre une sphère et des plans de coupe quelconque de l'espace.	367
Équation 2 : Correction de la Rtb en fonction de la largeur du contact avec l'enclume d'après Grantham et al. [2004] (effet d'écrasement).	382
Équation 3 : Correction de la Rtb à partir des dimensions L et D de l'éprouvette d'après Yu et al. [2006] (effet de proportion).....	383
Équation 4 : Correction de la valeur du rebond en fonction de l'orientation de l'appareil, d'après Basu et Aydin [2004].....	384

A. ANNEXE 1 : Cartes, vue panoramiques, listes d'échantillons.

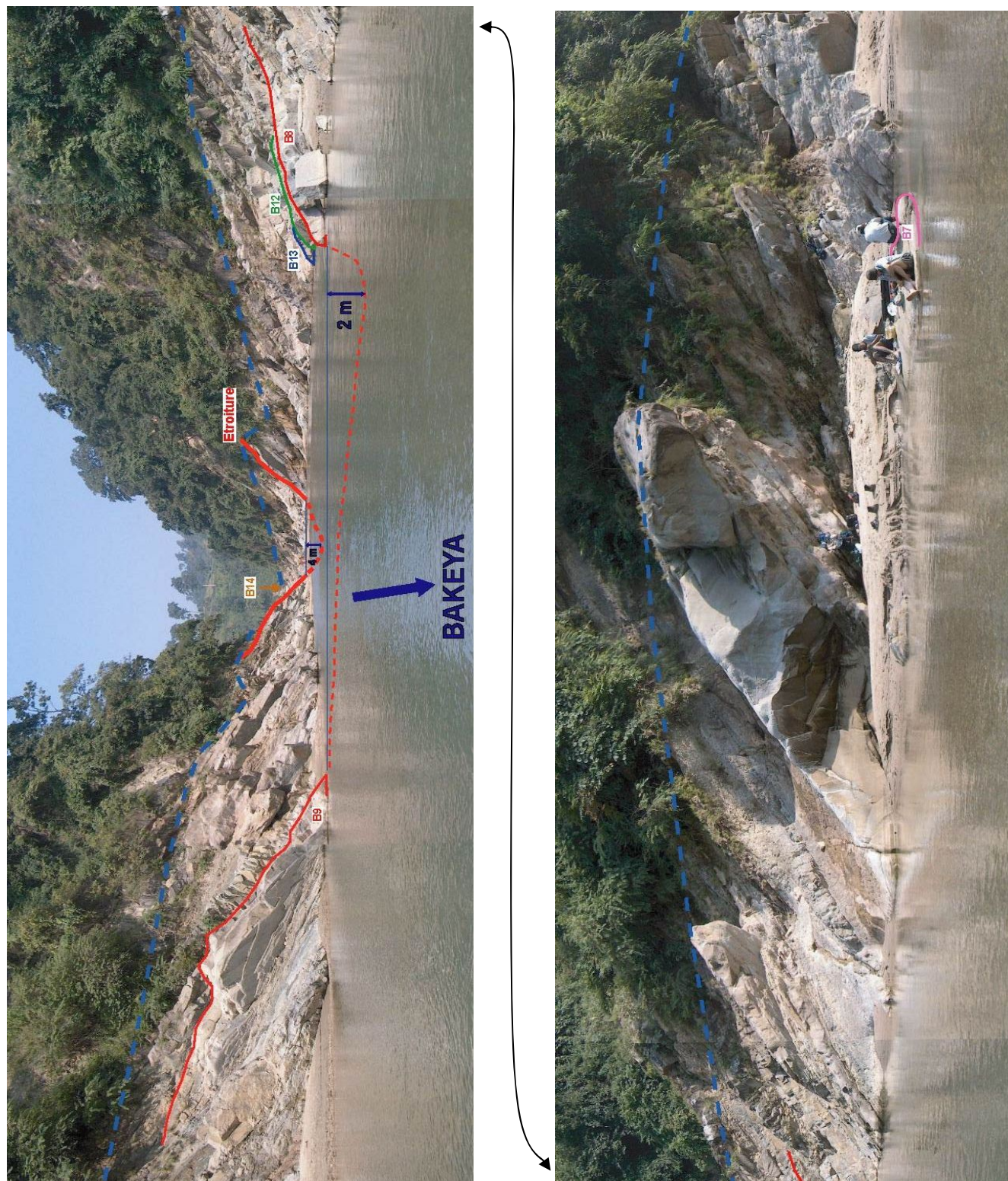


Figure 1 : Panorama des gorges de la Bakeya.

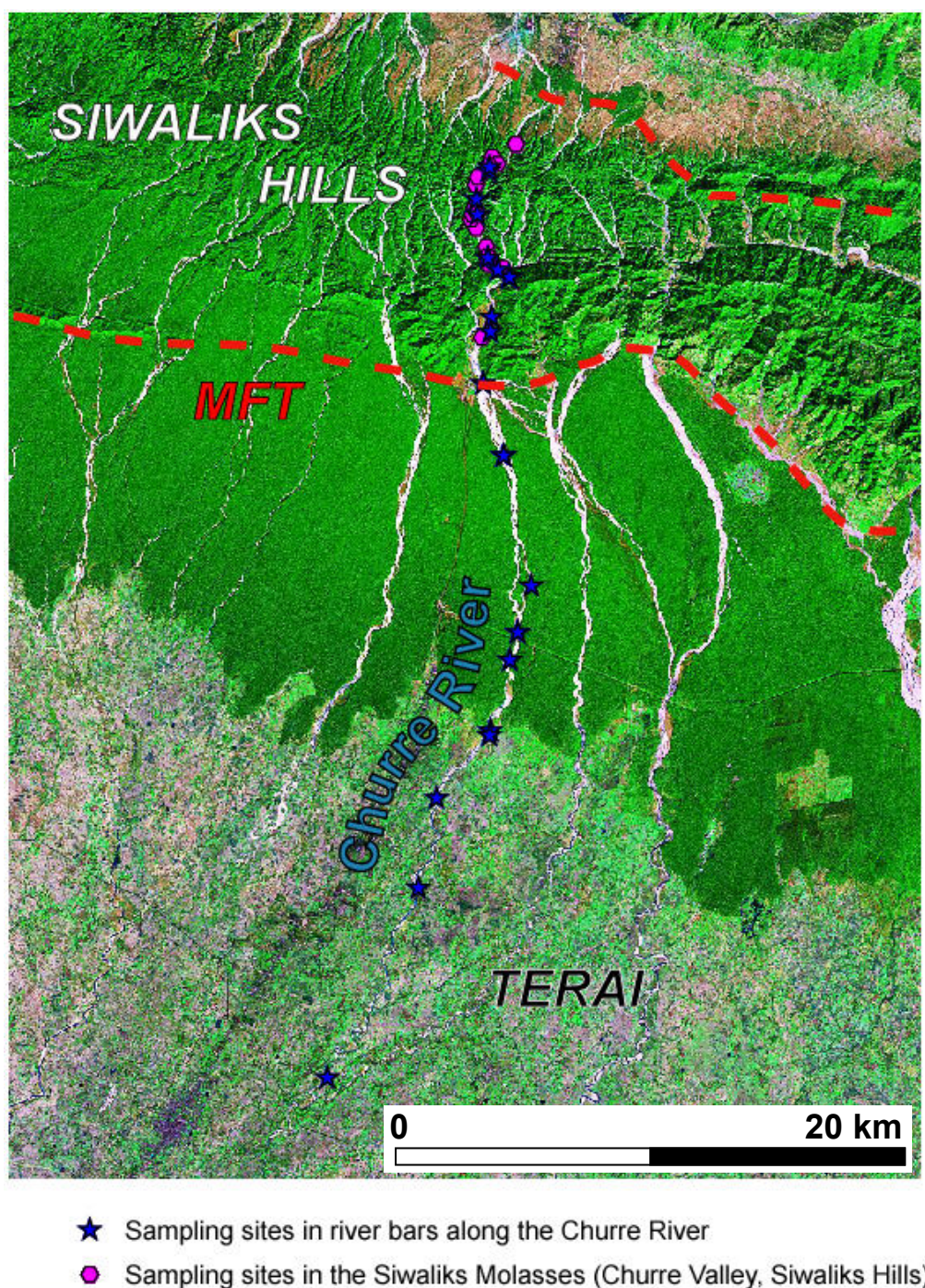


Figure 2 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Churre (vue Générale).

La rivière Churre est située à l'ouest de la zone d'étude. Ce cours d'eau a fait l'objet d'un très grand nombre de mesures de la granulométrie, compte tenu de son accessibilité et de l'existence d'affleurements continus de molasses Siwaliks le long des berges (dans la partie amont). Certains échantillons ont été prélevés dans les alluvions actuelles transportées par la rivière, d'autres proviennent d'affleurements de molasses anciennes (Miocène – Pliocène) déposées dans le bassin d'avant pays himalayen.

Le MFT (Main Frontal Thrust) délimite la zone montagneuse des « Siwaliks Hills » en fort soulèvement – érosion (au nord) et la plaine du Terai (au sud), CAD le bassin d'avant pays himalayen actif actuellement (sédimentation). Le second chevauchement plus au nord indiqué sur la carte, le MDT, correspond à une écaille tectonique plus ancienne. Au nord des chevauchements frontaux et au pied de la chaîne du Mahabarat se trouve un vaste synforme, formant la plaine des Duns. La plupart des rivières drainant les Siwaliks vers le Sud ou le Nord sont très petites (succession de petits bassins versants étroits et parallèles).

La limite de la forêt (vert sombre) au sud dans le Terai correspond approximativement à la transition galet – sable observée le long du cours des rivières actuelles.

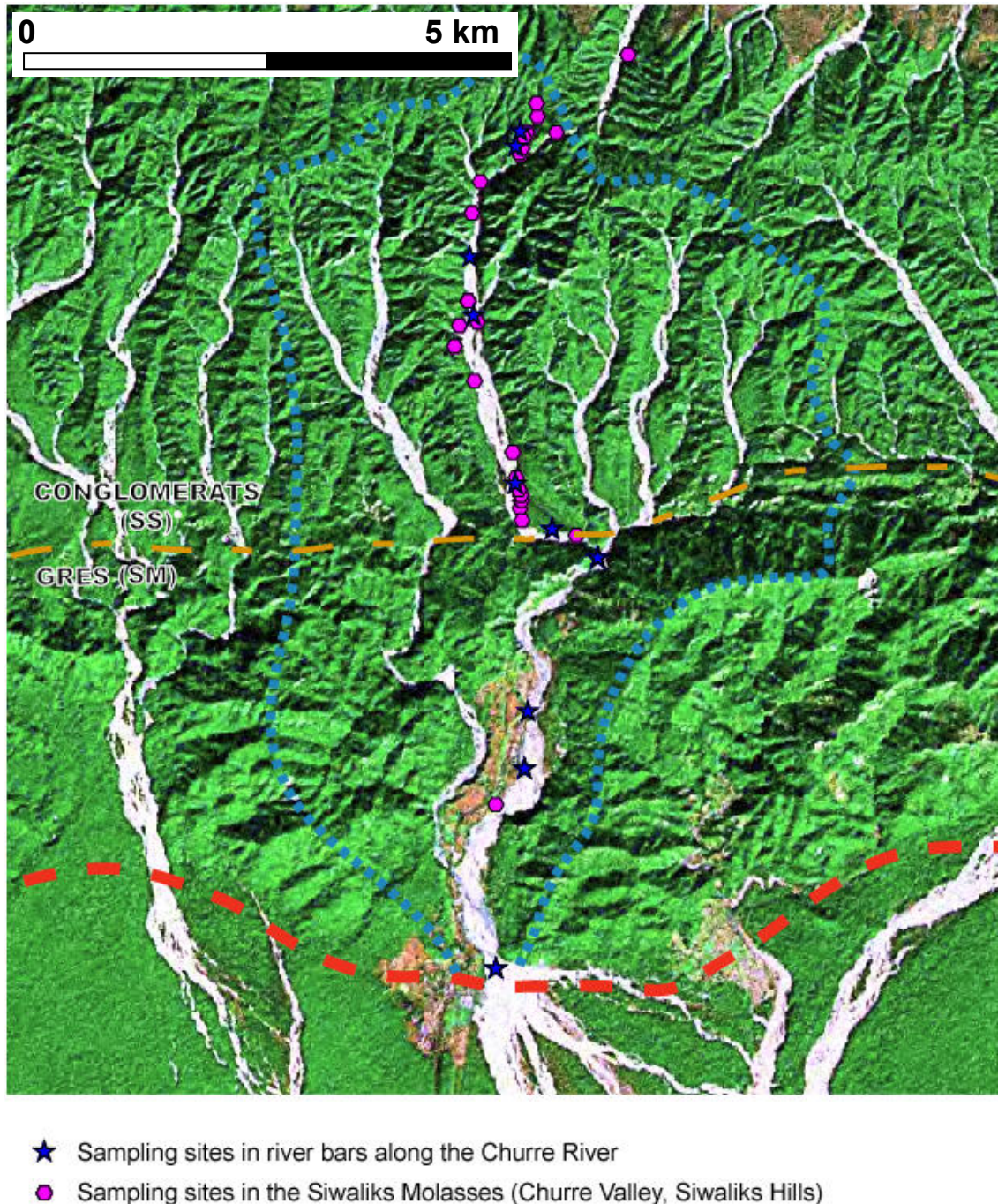


Figure 3 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Churre (zoom sur les Siwaliks, partie amont).

Le cours amont de la rivière Churre, au nord du MFT dans les Siwaliks, draine les conglomérats Siwaliks supérieurs (les dépôts molassiques les plus récents, au nord) et les grès Siwaliks moyen (dépôts plus anciens, au sud). Les couches ont en général un pendage orienté vers le nord, diminuant vers le nord, sauf vers le front de chaîne. La limite entre les deux unités lithostratigraphiques se discerne assez bien sur les images satellites.

Les pointillés bleus délimitent le bassin versant de la Churre en amont du MFT.

Des affleurements complémentaires de grès Siwaliks existent à proximité de la vallée.



Figure 4 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long de la rivière Bakeya (vue générale).

Le cours amont de la rivière Bakeya, au nord du MFT dans les Siwaliks, draine les conglomérats Siwaliks supérieurs (les dépôts molassiques les plus récents, formant une zone de collines amples au nord), les grès Siwaliks moyens (formant une zone au relief plus escarpé vers le sud), et les grès Siwaliks inférieurs (les dépôts les plus anciens, formant une frange très escarpée traversée par des gorges au sud du chaînon). La limite entre les trois unités lithostratigraphiques se discerne assez bien sur les images satellites. A l'extrême nord la Bakeya draine le flanc sud du Mahabarat, c'est-à-dire des terrains métamorphiques et cristallins du socle indien. Vers le Sud la rivière s'écoule sur un vaste cône alluvial dans la plaine du Teraï. La Bakeya rejoint la rivière Bagmati au-delà de la frontière indienne à 70 km au sud du MFT. D'autres points de mesure sont situés au sud de la carte. Les pointillés bleus délimitent le bassin versant de la Bakeya en amont du MFT.

Une carte plus détaillée des gorges de la Bakeya est disponible dans le Chapitre IV.

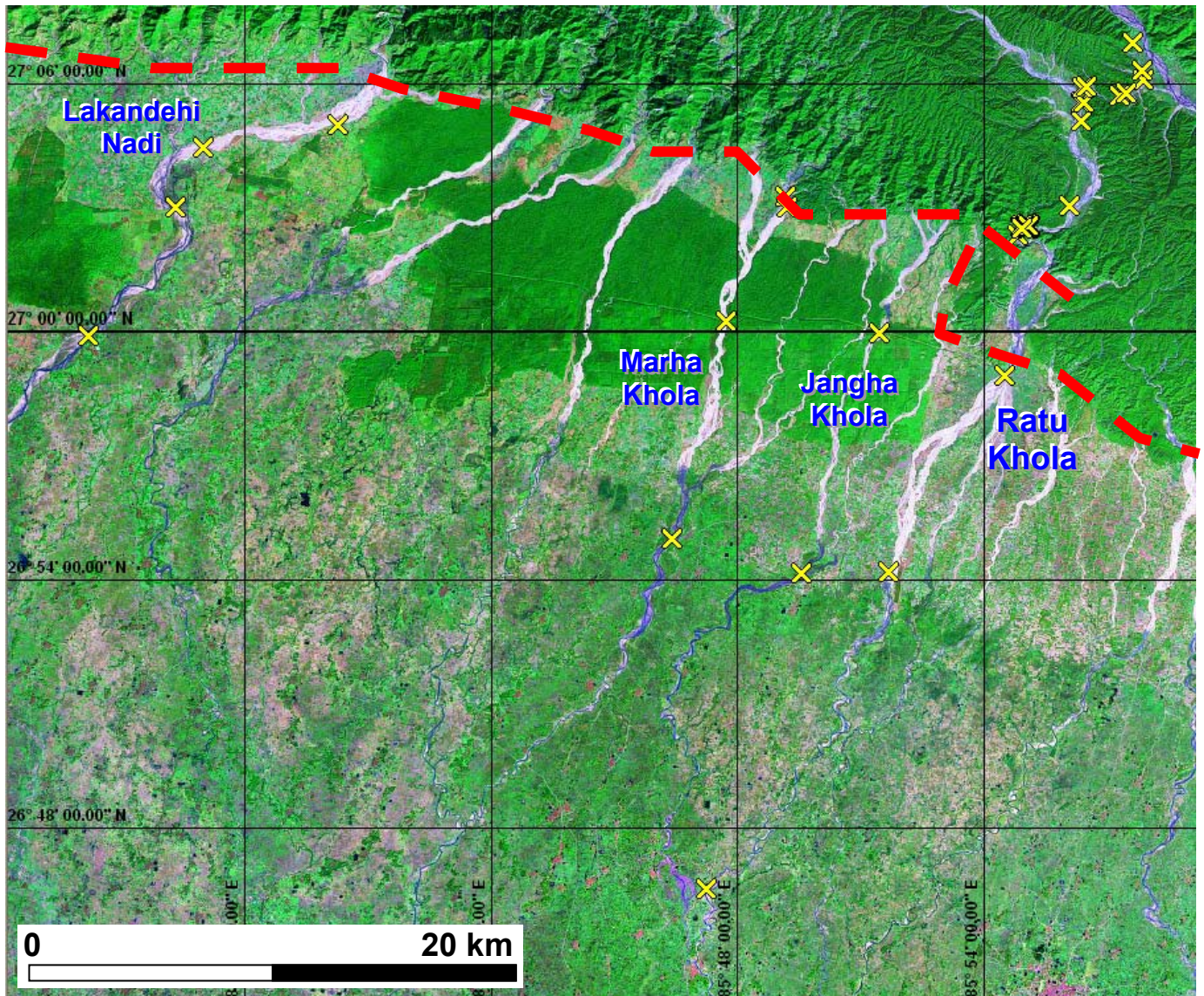


Figure 5 : Carte des sites de mesure de la granulométrie le long des rivières Ratu Khola, Jangha Khola, Marha Khola, Lakandehi Nadi (vue générale).

Le cours amont de la rivière Ratu, dans les Siwaliks au nord du MFT, draine les conglomérats Siwaliks supérieurs (plus récents, au nord), et les grès Siwaliks moyens (plus anciens, au sud). Certains points de mesure dans les conglomérats sont situés dans une autre vallée, au nord. Vers le Sud la rivière s'écoule sur un vaste cône alluvial dans la plaine du Teraï. Il semble que la transition galet – sable observée le long du cours des rivières actuelles est visible sur les images satellites : quand le cours devient sableux l'eau s'écoulant souterrainement apparaît soudainement en surface (observation valable pendant la saison sèche). D'autres points de mesure sont situés au sud de la carte.

D'autres vallées ont fait l'objet de quelques mesures de la granulométrie immédiatement à l'ouest de la Ratu Khola : la Jangha Khola, la Marha Khola, la Lakandehi Nadi.

Une carte plus détaillée des « gorges » de la Ratu est disponible dans le Chapitre IV.

Liste des sites de mesure et d'échantillonnage.

REFERENCE DU SITE DE MESURE	longitude décimal (°) E	latitude décimal (°) N	Bassin/ Région	Intérêt principal
arr1_pA_Churre2005	85.0077	27.3667	Churre	GRANULOMETRIE
arr10_Churre2005	85.0011	27.1561	Churre	GRANULOMETRIE
arr11_Churre2005	84.9959	27.2811	Churre	GRANULOMETRIE
arr12_Churre2005	85.0184	27.2894	Churre	GRANULOMETRIE
Arr14_Churre2006	85.0150	27.3772	Churre	GRANULOMETRIE
Arr15_Churre2006	85.0052	27.3589	Churre	GRANULOMETRIE
Arr16_Churre2006	85.0056	27.3199	Churre	GRANULOMETRIE
Arr17_Churre2006	84.9947	27.3345	Churre	GRANULOMETRIE
Arr18_churre2006	84.9927	27.3335	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19A_Churre2006	85.0143	27.3597	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19B_Churre2006	85.0141	27.3597	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19C_Churre2006	85.0141	27.3586	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19D_Churre2006	85.0116	27.3583	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19E_Churre2006	85.0101	27.3579	Churre	GRANULOMETRIE
Arr19F_Churre2006	85.0082	27.3581	Churre	GRANULOMETRIE
arr2_pB_Churre2005	84.9966	27.3575	Churre	GRANULOMETRIE
Arr20_Churre2006	85.0010	27.3219	Churre	GRANULOMETRIE
arr20_Rapti2005	85.0363	27.4483	Mahabarat	GRANULOMETRIE
Arr21A_Churre2006	84.9974	27.3254	Churre	GRANULOMETRIE
Arr21B_Churre2006	84.9974	27.3256	Churre	GRANULOMETRIE
Arr21C_Churre2006	84.9973	27.3257	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D1_Churre2006	84.9970	27.3266	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D2_Churre2006	84.9970	27.3264	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D3_Churre2006	84.9970	27.3263	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D4_Churre2006	84.9971	27.3262	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D5_Churre2006	84.9971	27.3260	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D6_Churre2006	84.9969	27.3268	Churre	GRANULOMETRIE
ARR21D7_Churre2006	84.9969	27.3270	Churre	GRANULOMETRIE
Arr21E_Churre2006	84.9968	27.3273	Churre	GRANULOMETRIE
Arr22_Churre2006	84.9964	27.3297	Churre	GRANULOMETRIE
arr22_Rapti2005	85.0273	27.3947	Dun	GRANULOMETRIE
Arr23_Churre2006	84.9920	27.3471	Churre	GRANULOMETRIE
arr23_Rapti2005	85.0262	27.4146	Dun	GRANULOMETRIE
arr24_Rapti2005	85.0209	27.4320	Mahabarat	GRANULOMETRIE
Arr24A_Churre2006	84.9968	27.3579	Churre	GRANULOMETRIE
Arr24B_Churre2006	84.9970	27.3589	Churre	GRANULOMETRIE
Arr24C_Churre2006	84.9976	27.3595	Churre	GRANULOMETRIE
arr25_Rapti2005	85.0378	27.4488	Mahabarat	GRANULOMETRIE
Arr25A_Bakeya2006	85.1729	27.3594	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr25B_Bakeya2006	85.1734	27.3560	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr25C_Bakeya2006	85.1806	27.3487	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr25D_Bakeya2006	85.1817	27.3467	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr25E_Bakeya2006	85.1859	27.3434	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr26_Bakeya2006	85.1931	27.3342	Bakeya	GRANULOMETRIE
arr26_Rapti2005	85.0428	27.4656	Mahabarat	GRANULOMETRIE
Arr27_Bakeya2006	85.1943	27.3358	Bakeya	GRANULOMETRIE
arr27_Rapti2005	85.0431	27.4793	Mahabarat	GRANULOMETRIE
Arr27bis_Bakeya2006	85.1937	27.3364	Bakeya	GRANULOMETRIE

REFERENCE DU SITE DE MESURE	longitude décimal (°) E	latitude décimal (°) N	Bassin/ Région	Intérêt principal
Arr28A_Bakeya2006	85.2465	27.3625	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr28B_Bakeya2006	85.2411	27.3672	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr28C_Bakeya2006	85.2415	27.3716	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr28D_Bakeya2006	85.2378	27.3720	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr28E_Bakeya2006	85.2482	27.3600	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr29_Bakeya2006	85.2387	27.3522	Bakeya	GRANULOMETRIE
arr3_pJ_Churre2005	85.0032	27.3215	Churre	GRANULOMETRIE
arr3_pK_Churre2005	85.0025	27.3224	Churre	GRANULOMETRIE
arr3_pL_Churre2005	84.9975	27.3218	Churre	GRANULOMETRIE
arr3_pM_Churre2005	84.9974	27.3233	Churre	GRANULOMETRIE
Arr30_Bakeya2006	85.2198	27.3384	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr31_Churre2006	84.9925	27.3417	Churre	GRANULOMETRIE
Arr32A_Churre2006	85.0024	27.3185	Churre	GRANULOMETRIE
Arr32B_Churre2006	84.9976	27.3112	Churre	GRANULOMETRIE
Arr33_Churre2006	84.9985	27.2996	Churre	GRANULOMETRIE
Arr34A_Churre2006	85.0167	27.2085	Churre	GRANULOMETRIE
Arr34B_Churre2006	85.0155	27.2075	Churre	GRANULOMETRIE
Arr35A_Churre2006	85.0095	27.1825	Churre	GRANULOMETRIE
Arr35B_Churre2006	85.0085	27.1816	Churre	GRANULOMETRIE
Arr36_Lakhandehi2006	85.5837	27.0747	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr37_Lakhandehi2006	85.5723	27.0502	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr38_Lakhandehi2006	85.5372	26.9985	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr39_Lakhandehi2006	85.6381	27.0839	Teraï	GRANULOMETRIE
arr4_pT_Churre2005	84.9914	27.3436	Churre	GRANULOMETRIE
Arr40_Marha2006	85.7953	27.0042	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr41_Ratu2006	85.8613	26.9030	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr42_Ratu2006	85.7874	26.7755	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr43_Ratu2006	85.7881	26.6652	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr44_Jangha2006	85.8260	26.9025	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr45_Marha2006	85.7736	26.9167	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr46_Ratu2006	85.9084	26.9827	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr47_Ratu2006	85.9156	27.0421	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr48_Ratu2006	85.9605	27.1169	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr49A_Ratu2006	85.9641	27.1057	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr49B_Ratu2006	85.9646	27.1021	Ratu	GRANULOMETRIE
arr5_pX_Churre2005	84.9971	27.3261	Churre	GRANULOMETRIE
arr5_pXB_Churre2005	84.9966	27.3261	Churre	GRANULOMETRIE
Arr50A_Ratu2006	85.9576	27.0965	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr50B_Ratu2006	85.9553	27.0956	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr51A_Ratu2006	85.9417	27.0993	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr51B_Ratu2006	85.9401	27.0985	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr52A_Ratu2006	85.9394	27.0927	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr52B_Ratu2006	85.9407	27.0927	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr52C_Ratu2006	85.9393	27.0850	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr52D_Ratu2006	85.9348	27.0509	Ratu	GRANULOMETRIE
Arr53_Jangha2006	85.8578	26.9998	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr54A_Bakeya2006	85.1921	27.2174	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr54B_Bakeya2006	85.1971	27.2165	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr55_Bakeya2006	85.1850	27.1604	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr56_Bakeya2006	85.1886	27.1608	Bakeya	GRANULOMETRIE

REFERENCE DU SITE DE MESURE	longitude décimal (°) E	latitude décimal (°) N	Bassin/ Région	Intérêt principal
Arr57_Bakeya2006	85.1680	27.1805	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr58_Pasaha2006	85.0713	27.1681	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr59_Churre2006	84.9378	27.0303	Churre	GRANULOMETRIE
arr6_pAA_Churre2005	84.9952	27.2968	Churre	GRANULOMETRIE
arr6_pAB_Churre2005	84.9957	27.2967	Churre	GRANULOMETRIE
arr6_pAC_Churre2005	84.9946	27.2964	Churre	GRANULOMETRIE
Arr60_Churre2006	85.0007	27.1545	Churre	GRANULOMETRIE
Arr61_Bugari2006	85.0334	27.1232	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr62_Churre2006	84.9800	27.1316	Churre	GRANULOMETRIE
Arr63_Balganga2006	85.0370	27.1789	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr64_Bagmati2006	85.3251	26.8112	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr65_Bakeya2006	85.2702	26.8270	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr66_Bagmati2006	85.4815	27.1329	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr67A_Paurai2006	85.4416	27.1174	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr67B_Chaudi2006	85.3706	27.1134	Teraï	GRANULOMETRIE
Arr68_Bakeya2006	85.2029	27.1711	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr69A_Bakeya2006	85.1735	27.2291	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr69B_Bakeya2006	85.1704	27.2339	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr69C_Bakeya2006	85.1691	27.2380	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr69D_Bakeya2006	85.1697	27.2419	Bakeya	GRANULOMETRIE
arr7_Churre2005	84.9988	27.3050	Churre	GRANULOMETRIE
Arr70B_Bakeya2006	85.1824	27.2593	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr70C_Bakeya2006	85.1820	27.2625	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr70D_Bakeya2006	85.1892	27.2673	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr70E_Bakeya2006	85.1907	27.2717	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr70F_Bakeya2006	85.1883	27.2818	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr71_Bakeya2006	85.1972	27.2918	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr72_Bakeya2006	85.2015	27.2975	Bakeya	GRANULOMETRIE
Arr73_Rapti2006	84.4924	27.5735	Dun	GRANULOMETRIE
arr7B_Churre2005	84.9964	27.3047	Churre	DATATION CHARBON
arr8_Churre2005	85.0058	27.3193	Churre	GRANULOMETRIE
arr9_Churre2005	85.0115	27.1916	Churre	GRANULOMETRIE
arr9B_Churre2005	85.0102	27.1901	Churre	GRANULOMETRIE
arrSN1_Churre2007	84.9683	27.0878	Churre	GRANULOMETRIE
arrSN2_Churre2007	85.0055	27.2534	Churre	GRANULOMETRIE
arrSN2bis_Churre2007	85.0025	27.2617	Churre	GRANULOMETRIE
arrSN3_Bakeya2007	85.2061	27.1146	Bakeya	GRANULOMETRIE
arrSN4_Bakeya2007	85.2254	27.0444	Bakeya	GRANULOMETRIE
B1_Bakeya2005	85.1882	27.2805	Bakeya	GRANULOMETRIE
B10_Bakeya2005-ERO	85.1756	27.2478	Bakeya	EROSION
B11_Bakeya2005-ERO	85.1758	27.2480	Bakeya	EROSION
B12_Bakeya2005-ERO	85.1763	27.2485	Bakeya	EROSION
B13_Bakeya2005-ERO	85.1764	27.2486	Bakeya	EROSION
B14_Bakeya2005-ERO	85.1806	27.2548	Bakeya	EROSION
B15_Bakeya2005	85.1818	27.2641	Bakeya	GRANULOMETRIE
B16_Bakeya2005	85.1822	27.2627	Bakeya	GRANULOMETRIE
B17_Bakeya2005	85.1823	27.2593	Bakeya	GRANULOMETRIE
B18_Bakeya2005	85.1837	27.2551	Bakeya	GRANULOMETRIE
B19_Bakeya2005	85.1809	27.2546	Bakeya	GRANULOMETRIE
B2_Bakeya2005	85.1832	27.2795	Bakeya	GRANULOMETRIE

REFERENCE DU SITE DE MESURE	longitude décimal (°) E	latitude décimal (°) N	Bassin/ Région	Intérêt principal
B20_Bakeya2005	85.1742	27.2289	Bakeya	GRANULOMETRIE
B21_Bakeya2005	85.1707	27.2189	Bakeya	GRANULOMETRIE
B22_Bakeya2005	85.1704	27.1801	Bakeya	GRANULOMETRIE
B3A_Bakeya2005	85.1842	27.2775	Bakeya	GRANULOMETRIE
B3B_Bakeya2005	85.1843	27.2759	Bakeya	GRANULOMETRIE
B4_Bakeya2005	85.1899	27.2727	Bakeya	GRANULOMETRIE
B5_Bakeya2005	85.1903	27.2704	Bakeya	GRANULOMETRIE
B6_Bakeya2005	85.1890	27.2676	Bakeya	GRANULOMETRIE
B7_Bakeya2005-ERO	85.1760	27.2483	Bakeya	EROSION
B8_Bakeya2005-ERO	85.1762	27.2485	Bakeya	EROSION
B9_Bakeya2005-ERO	85.1760	27.2486	Bakeya	EROSION
GEOL1_2005	85.0451	27.4940	Mahabarat	GRANULOMETRIE
GEOL2_2005	85.0490	27.4903	Mahabarat	GEOLOGIE
GEOL3_2005	85.0481	27.5072	Mahabarat	GEOLOGIE
GEOL4_2005	85.0504	27.5106	Mahabarat	GEOLOGIE
GEOL5_2005	85.0464	27.5240	Mahabarat	GEOLOGIE
GEOL6_2005	85.0481	27.5328	Mahabarat	GEOLOGIE
GEOL7_2005	85.0649	27.5656	Mahabarat	GEOLOGIE
P1_Ratu2005-ERO	85.9170	27.0422	Ratu	EROSION
P2_Ratu2005-ERO	85.9176	27.0420	Ratu	EROSION
P3_Ratu2005-ERO	85.9180	27.0417	Ratu	EROSION
P4_Ratu2005-ERO	85.9187	27.0432	Ratu	EROSION
P5_Ratu2005-ERO	85.9175	27.0433	Ratu	EROSION
P6_Ratu2005-ERO	85.9156	27.0430	Ratu	EROSION
P7_Ratu2005-ERO	85.9150	27.0424	Ratu	EROSION
P8_Ratu2005-ERO	85.9136	27.0394	Ratu	EROSION
pAA_Marha2005	85.8203	27.0502	Teraï	DATATION CHARBON
pAA_Ratu2005	85.9183	27.0430	Ratu	GRANULOMETRIE
pAB_Marha2005	85.8198	27.0548	Teraï	GRANULOMETRIE
pAB_Ratu2005	85.9180	27.0427	Ratu	GRANULOMETRIE
pAC_Ratu2005	85.9178	27.0423	Ratu	GRANULOMETRIE
pC_Churre2005	85.0004	27.3594	Churre	GRANULOMETRIE
pD_Churre2005	84.9985	27.3635	Churre	GRANULOMETRIE
pE_Churre2005	84.9982	27.3621	Churre	GRANULOMETRIE
pF_Churre2005	84.9981	27.3616	Churre	GRANULOMETRIE
pG_Churre2005	84.9984	27.3609	Churre	GRANULOMETRIE
pH_Churre2005	84.9973	27.3594	Churre	GRANULOMETRIE
pI_Churre2005	84.9960	27.3572	Churre	GRANULOMETRIE
pN_Churre2005	84.9972	27.3245	Churre	GRANULOMETRIE
pO_Churre2005	84.9973	27.3252	Churre	GRANULOMETRIE
pP_Churre2005	84.9972	27.3257	Churre	GRANULOMETRIE
pQ_Churre2005	84.9925	27.3547	Churre	GRANULOMETRIE
pR_Churre2005	84.9917	27.3518	Churre	GRANULOMETRIE
pS_Churre2005	84.9914	27.3473	Churre	GRANULOMETRIE
pU_Churre2005	84.9906	27.3413	Churre	GRANULOMETRIE
pV_Churre2005			Churre	GRANULOMETRIE
pW_Churre2005	84.9923	27.3362	Churre	GRANULOMETRIE

Tableau 1 : Liste des sites de mesure et d'échantillonnage.

Ce tableau donne les coordonnées de tous les sites de mesure et d'échantillonnage visités lors des différentes missions effectuées dans le Teraï et les Siwaliks (2005 – 2006 – 2007).

Liste de tous les échantillons prélevés dans les Siwaliks et le Teraï.

Numéro de l'échantillon	REFERENCE DES SITES	Bassin/ Région	Nom de la formation géologique	Type de roche échantillonné	Description de l'échantillon
SED001	arr1_pA_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED002	arr1_pA_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	galets divers dont un gros altéré
SED003	arr3_pK_Churre2005	Churre	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	
SED004	arr3_pM_Churre2005	Churre	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès moyen induré stratifié
SED005	arr2_pB_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED006	pP_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	granite altéré cat 4
SED007	pP_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	granite altéré cat 4
SED008	arr4_pT_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED009	arr4_pT_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	galet de grès cat 1
SED010	arr4_pT_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	qz phylliteuse cat 3
SED011	arr4_pT_Churre2005	Churre	Upper Siwaliks conglomerate	pebble	qz phylliteuse cat 2
SED012	arr6_pAA_Churre2005	Churre	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès fin peu consolidé
SED013	arr6_pAC_Churre2005	Churre	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès grossier (?) induré (nodule?), quelques extraclaste, légère fracturation fine locale. Rides pluri centimétriques?
SED016	B1_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès salt and peper sombre très peu consolidé.
SED017	B1_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone-nodule	grès fin à moyen, banc induré de 50cm, beau litage entrecroisé infra centimétrique à centimétrique
SED018	B3B_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès salt and peper grossier très peu induré, lité
SED019	B4_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone-nodule	grès moyen fragile, fins lits argileux orange, litage oblique?
SED020	B5_Bakeya2005	Bakeya		sandstone	nodule dur de salt and peper grossier, litage net (fragilité?)
SED021	B5_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	clay	argilite dure grise
SED022	B6_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	banc dur, grès grossier induré à extraclastes locaux, bien lité
SED023	B7_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	grès moyen, moyennement induré
SED024	B8_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	grès fin induré, localement poches d'intraclastes
SED027	pAB_Marha2005	Teraï	Recent terraces	carbon	
SED028	pAA_Marha2005	Teraï	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)

Numéro de l'échantillon	REFERENCE DES SITES	Bassin/ Région	Nom de la formation géologique	Type de roche échantillonné	Description de l'échantillon
SED029	pAB_Ratu2005	Ratu	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED030	pAC_Ratu2005	Ratu	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED031	pAA_Ratu2005	Ratu	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED032	P2_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	salt and peper clair grossier très peu consolidé et argileux, litage fin et net, oblique (dm), micas blancs particulièrement gros et nombreux
SED033	P3_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	silt-sandstone	grès très fin ou silt, très fragile à l'abrasion
SED035	P4_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	salt and peper clair grossier très peu consolidé, litage peu ou pas visible à cette échelle
SED036	P6_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès salt and peper moyen très peu consolidé.
SED037	P6_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	
SED038	P7_Ratu2005-ERO	Ratu	Middle Siwaliks sandstone	sandstone-silt?	
SED039	B11_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	silt	litage plus ou moins net, quelques fractures surtout dans le plan stratigraphique, quelques intraclastes (?), présence de taches rougeâtres diffuses, parfois niveaux rougeâtres
SED040	B13_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	clay	
SED041	B14_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	grès induré moyen, présence de forts contrastes de cimentation (nodules?) peut être de la dissolution altération tardive. Résistance variable. Fracturation locale. Litage net sur surfaces taillées.
SED042	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	grès fin un peu micacé, passées rougeâtres, quelques hétérogénéités diffuses et intraclastes
SED042BIS	B15_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	type salt and peper grossier en apparence, fragile, riche en micas
SED043	B15_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	silt-sandstone	grès fin avec fin litage obliques et petites rides noirâtres (micas), rougeâtres
SED044	B16_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	
SED045	B16_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	silt-sandstone	ressemble à l'échantillon 33 en un peu plus grossier
SED046	B17_Bakeya2005	Bakeya	Middle Siwaliks sandstone	sandstone	grès moyen induré, litage net mais ondulé
SED047	B21_Bakeya2005	Bakeya	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)

Numéro de l'échantillon	REFERENCE DES SITES	Bassin/ Région	Nom de la formation géologique	Type de roche échantillonné	Description de l'échantillon
SED049	arr9_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED050	arr9_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED051	arr9_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED052	arr10_Churre2005	Churre	Recent terraces	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED053	arr10_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED054	arr9B_Churre2005	Churre	Recent terraces	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED055	arr9B_Churre2005	Churre	Recent terraces	sand	couche de sable
SED056	arr11_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED057	arr11_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED058	arr12_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand and pebble	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED059	arr7B_Churre2005	Churre	Recent terraces	coal	
SED060	arr7_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED061	arr8_Churre2005	Churre	Modern alluvium	sand	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED062	arr22_Rapti2005	Dun	Lower Siwaliks sandstones	sandstone	ancien grès fin très altéré, jaune orangé, très argileux, se fracture à la dessiccation comme un argile
SED064	arr24_Rapti2005	Mahabarat	Lower Siwaliks sandstones	sandstone	grès moyen induré légèrement orangé, litage peu visible.
SED065	arr20_Rapti2005	Mahabarat	Modern alluvium	sand and pebble	échantillon pour granulométrie de la fraction fine (reste tamis)
SED066	arr26_Rapti2005	Mahabarat	Lower Siwaliks sandstones	sandstone	grès très fin brunâtres à intraclastes(?), un peu altéré et fracturé. Strati invisible.
SED142	arr6_pAC_Churre2005	Churre		coal	
SED155	B7_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (2 pièces)
SED156	B7_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED157	B8_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (3 pièces)
SED158	B8_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (2 pièces)
SED159	B8_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED160	B8_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (3 pièces)
SED161	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (1 pièce)

Numéro de l'échantillon	REFERENCE DES SITES	Bassin/ Région	Nom de la formation géologique	Type de roche échantillonné	Description de l'échantillon
SED162	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (1 pièce)
SED163	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED164	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (1 pièce)
SED165	B9_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED166	B10_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone-silt?	carotte, diamètre : 2 (2 pièces)
SED167	B10_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone-silt?	carotte, diamètre : 2 (2 pièces)
SED168	B10_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone-silt?	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED169	B10_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone-silt?	carotte, diamètre : 4 (2 pièces)
SED170	B11_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED171	B11_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (3 pièces)
SED172	B12_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 2 (1 pièce)
SED173	B12_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SED174	B12_Bakeya2005-ERO	Bakeya	Lower Siwaliks sandstone	sandstone	carotte, diamètre : 4 (1 pièce)
SN1	arrSN1_Churre2007	Churre	Modern alluvium	sand	sable de rivière (pour tamisage)
SN2	arrSN2_Churre2007	Churre	Modern alluvium	sand	sable de rivière (pour tamisage)
SN2BIS	arrSN2bis_Churre2007	Churre	Modern alluvium	sand	sable de rivière (pour tamisage)
SN3	arrSN3_Bakeya2007	Bakeya	Modern alluvium	sand	sable de rivière (pour tamisage)
SN4	arrSN4_Bakeya2007	Bakeya	Modern alluvium	sand	sable de rivière (pour tamisage)

Tableau 2 : Liste de tous les échantillons prélevés dans les Siwaliks et le Terai.

Pour chaque échantillon, le nom du site de mesure est indiqué (voir le Tableau 1 pour les coordonnées géographiques). Plusieurs échantillons ont pu être prélevés sur le même site de mesure notamment sur les sites où des carottages ont été effectués : certaines carottes ont été prélevées orthogonalement au plan stratigraphique, d'autre sont dans le plan stratigraphique. Pour plus d'informations sur les protocoles d'échantillonnage, consulter le paragraphe « ANNEXE 3 : Echantillonnage des grés dans les Siwaliks » (C).

La base de données contenant l'ensemble de nos résultats (mesures de granulométrie, de résistance mécanique, d'érosion, et cætera) ne peut être reproduite dans ce manuscrit. Elle est disponible sous la forme d'un document OpenOffice « Base ». Pour de plus amples renseignements, me contacter.

B. ANNEXE 2 : Modélisation numérique et correction de « l'effet de coupe » sur les images

Nous avons annoncé dans le Chapitre II que le facteur correcteur empirique moyen à appliquer sur les mesures de granulométrie par analyse d'image pour obtenir un jeu de donnée homogène avec les mesures par tamisage atteint 170 % dans le cas d'affleurements sub-verticaux. Ces corrections très importantes surprennent et remettent en question la fiabilité de nos mesures, même si à priori nos résultats sont relativement reproductible. En outre nous avons présenté tous les biais susceptible de perturber l'analyse d'image, et les méthodes stéréologiques correctrices proposées dans la littérature pour compenser les effets de coupe et de probabilité d'intersection. Nous avons souhaité éclaircir ces points, et confirmer notre facteur empirique par le calcul. L'objectif de ce paragraphe est de quantifier analytiquement et surtout de modéliser le biais causé par l'effet de coupe et d'orientation sur les mesures de granulométrie sur photo.

1 Objectif et stratégie

Comme nous l'avons expliqué dans le paragraphe B.5.c du Chapitre II sur l'analyse granulométrique par photo, notre objectif est de développer une méthode de correction simple tenant compte des spécificités de notre étude (type d'échantillonnage ponctuel sur une grille, forte anisotropie des objets, définitions spécifiques des PAs et AMr, focalisation de l'analyse granulométrique sur la médiane de la taille des grains, et cætera). Nous avons préféré ne pas utiliser les modèles disponibles [Sahagian and Proussevitch, 1998 ; Higgins, 2000], et développer un algorithme mieux adapté¹.

Notre modèle est basé comme les autres sur un programme (en Fortran 90) permettant de déterminer les intersections entre un objet 3D donné et une série de plans quelconques de l'espace. Pour chaque section 2D les paramètres morphométriques 2D intéressants sont mesurés et leurs moyennes sont calculées à l'issue du processus. La comparaison des moyennes des paramètres 2D avec les paramètres morphométriques 3D réels de l'objet permettent de calculer des facteurs correcteurs moyen 2D/3D de l'effet de coupe. Par exemple nous comparons le PAs moyen des sections 2D à l'AMr de l'objet 3D pour obtenir un facteur correcteur moyen 2D/3D sur les critères granulométriques que nous avons choisis. Nous noterons « **fm[AMr]** » le facteur permettant de passer du **PAs moyen** observé (**PAs_m**) à l'**AMr**.

¹ Rappelons que dans notre cas nous n'avons pas besoin de tenir compte de l'effet de probabilité d'intersection.

Notre programme nous donne donc le facteur correcteur moyen à appliquer sur une section 2D isolée pour obtenir les caractéristiques de l'objet 3D réel. Supposons à présent un assemblage de formes. En fait ce facteur peut aussi être appliqué sur un ensemble de sections 2D d'objets 3D de même forme (mais pas forcément de même taille). Appliquer le facteur correcteur moyen sur chaque section 2D indépendamment revient à l'appliquer sur la moyenne ou sur la médiane de toutes les sections 2D mesurées sur l'image. Il est donc parfaitement justifié de multiplier le D50 mesuré sur les images par le facteur correcteur moyen déterminé sur un objet isolé pour calculer le D50 réel du matériau.

Dans le cas où les objets 3D du matériau présentent des formes différentes, il est possible de déterminer plusieurs facteurs correcteurs 2D/3D moyens pour calculer un facteur correcteur général pondéré en fonction de la proportion de chaque type de particules. Si la forme varie avec la taille, on peut aussi appliquer un facteur correcteur différent sur chaque classe granulométrique et recalculer le D50.

Remarque : Dans sa version actuelle notre modèle impose de connaître à priori les axes des objets 3D présents. En effet les facteurs correcteurs moyens 2D/3D dépendent du rapport de longueur. Cela ne pose pas de problème dans notre contexte où les objets 3D sont extractibles et mesurables, en supposant que les galets de tous les affleurements présentent un rapport de longueur comparable.

2 Effet de coupe sur une sphère

La détermination analytique des facteurs correcteurs n'est possible que sur une sphère [Higgins, 2000]. Dans ce cas particulier, il n'est pas besoin d'utiliser un modèle semi-empirique. Les trois axes de l'objet 3D étant identiques et la symétrie parfaite, le calcul peut s'effectuer sur une dimension, c'est-à-dire sur un seul axe d'intégration (Équation 1).

$$PA_s = 2 * r$$

$$AMr = 2 * R$$

$$r = \sqrt{R^2 - x^2}$$

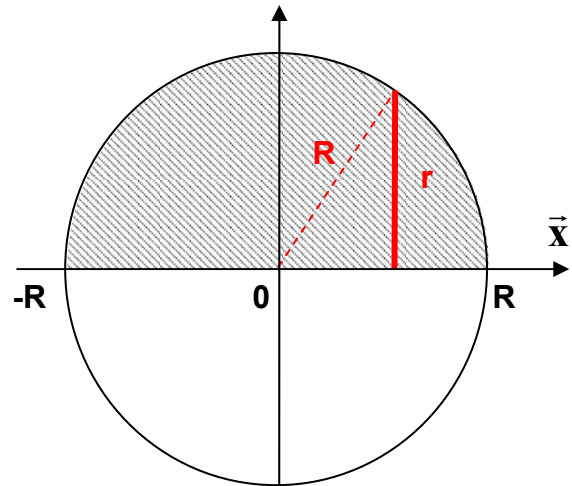
Moyenne le long du diamètre :

$$\bar{r} = \frac{1}{2 * R} * \int_{-R}^R \sqrt{R^2 - x^2} dx$$

$$\int_{-R}^R \sqrt{R^2 - x^2} dx = \text{Aire}_{\text{hachurée}} = \frac{\pi * R^2}{2}$$

Donc :

$$\bar{r} = \frac{\pi}{4} * R = 0.78 * R$$



Équation 1 : Calcul du PAR moyen des intersections entre une sphère et des plans de coupe quelconque de l'espace.

Les intersections entre un plan et une sphère de rayon R donnent des cercles de rayon r compris entre 0 et R .

*AMr est l'axe moyen réel de la sphère, c'est-à-dire son diamètre $2 * R$.*

*PA_s est le petit axe moyen du cercle d'intersection, c'est-à-dire son diamètre $2 * r$.*

\bar{r} est le rayon moyen des cercles d'intersection entre la sphère et les plans de l'espace de vecteur normal \vec{x} . Dans le cas d'une sphère, cet échantillon d'intersections est représentatif de toutes les intersections possibles entre la forme et un plan quelconque de l'espace 3D.

Si on considère un jeu de sphères disposées aléatoirement dans un matériau et intersectées par un plan quelconque, l'Équation 1 démontre que le facteur correcteur moyen 2D/3D à appliquer sur la médiane des PAs mesurés sur les cercles est **fm[AMr] = 1 / 0.78 = 1.27**. Or, l'effet de coupe sur un matériau isotrope est minimum dans le cas d'objets sphériques. **Le facteur correcteur à appliquer sur nos photos d'affleurements conglomératiques sub-verticaux est donc forcément supérieur à 1.27, dans le cas d'un effet de coupe « pur ».**

3 Modélisation de l'effet de coupe sur une forme quelconque

a Technique d'échantillonnage 3D des sections

Le modèle calcule les intersections entre un objet 3D contenu dans une sphère enveloppe et une série de plans. L'objet 3D (la « forme 3D ») est défini par un ensemble de points à sa surface. L'étape critique du processus est la sélection d'un échantillon de plans représentatifs de l'ensemble des plans de l'espace pouvant intersecter la sphère.

Un plan est défini par un « vecteur normal » et un « point d'origine ». Nous avons donc testé plusieurs algorithmes pour déterminer une série de vecteurs et de points : seule la méthode « **polaire-pondérée-centrée** » a donné des résultats non biaisés. L'échantillonnage se fait en plusieurs phases :

1. La première étape consiste à localiser le centre de gravité G de la forme (barycentre) et à détecter le point le plus éloigné E à la surface de l'objet 3D. Ces deux points servent à définir une sphère enveloppe de centre G et de rayon $[GE]$. Tous les points de la forme sont munis de coordonnées cartésiennes : G est considéré comme l'origine du repère $Gxyz$ orthonormé.

2. Ensuite, une série de points initiaux P_i est calculée à la surface de la sphère. Nous avons procédé simplement par l'intermédiaire d'un modèle **polaire**, les deux pôles étant définis par les intersections de l'axe \vec{z} avec la sphère (Figure 6). Le premier critère d'échantillonnage fourni par l'utilisateur est le nombre de points à définir sur l'équateur, qui correspond également au nombre de latitudes porteuses de point sur la sphère. Ensuite, le nombre de point sur chaque latitude est calculé de façon à ce l'angle solide entre les points soit préservé. Autrement dit la distance curviligne entre deux points sur une latitude équivaut à peu près à la distance curviligne entre deux latitudes d'échantillonnage, le nombre de points définis pour une latitude donnée dépendant de la longueur du petit cercle. C'est pourquoi nous parlons d'**échantillonnage pondéré**.

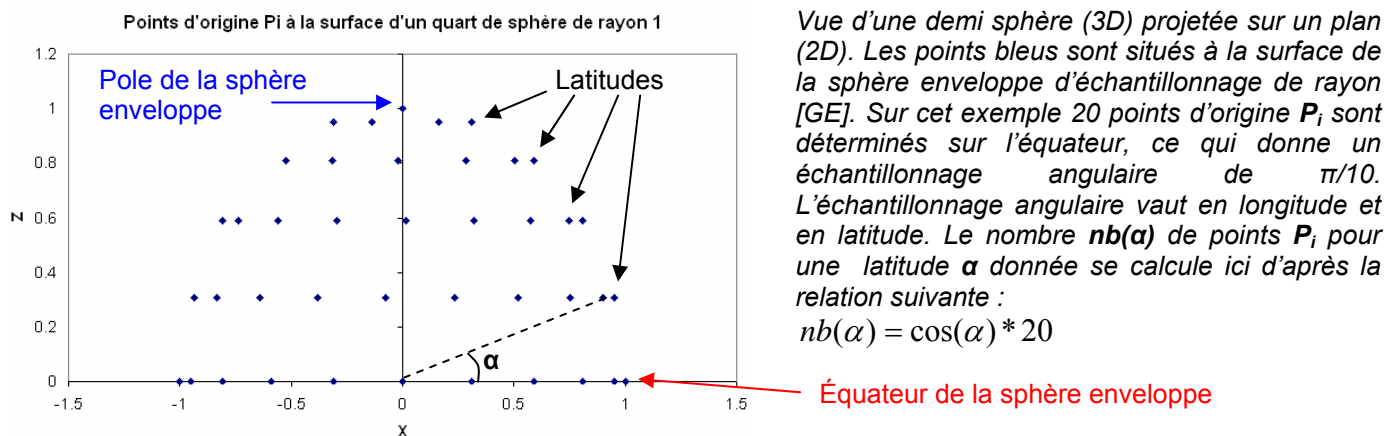


Figure 6 : Echantillonnage « polaire-pondéré » à la surface d'une sphère, détermination des points P_i .

3. Les points P_i à la surface de la sphère servent à définir une série de vecteurs $\overrightarrow{P_i G}$, c'est-à-dire **centrés** sur G . Ces vecteurs servent de **vecteurs normaux** pour l'échantillonnage des plans.

4. L'utilisateur donne le second critère d'échantillonnage qui correspond au nombre de plans de vecteur normal $\overrightarrow{P_i G}$ à échantillonner sur chaque segment $[P_i G]$. Le programme calcule ensuite les coordonnées de tous les **points d'origine** contenus dans la sphère enveloppe et l'équation des plans (Figure 7).

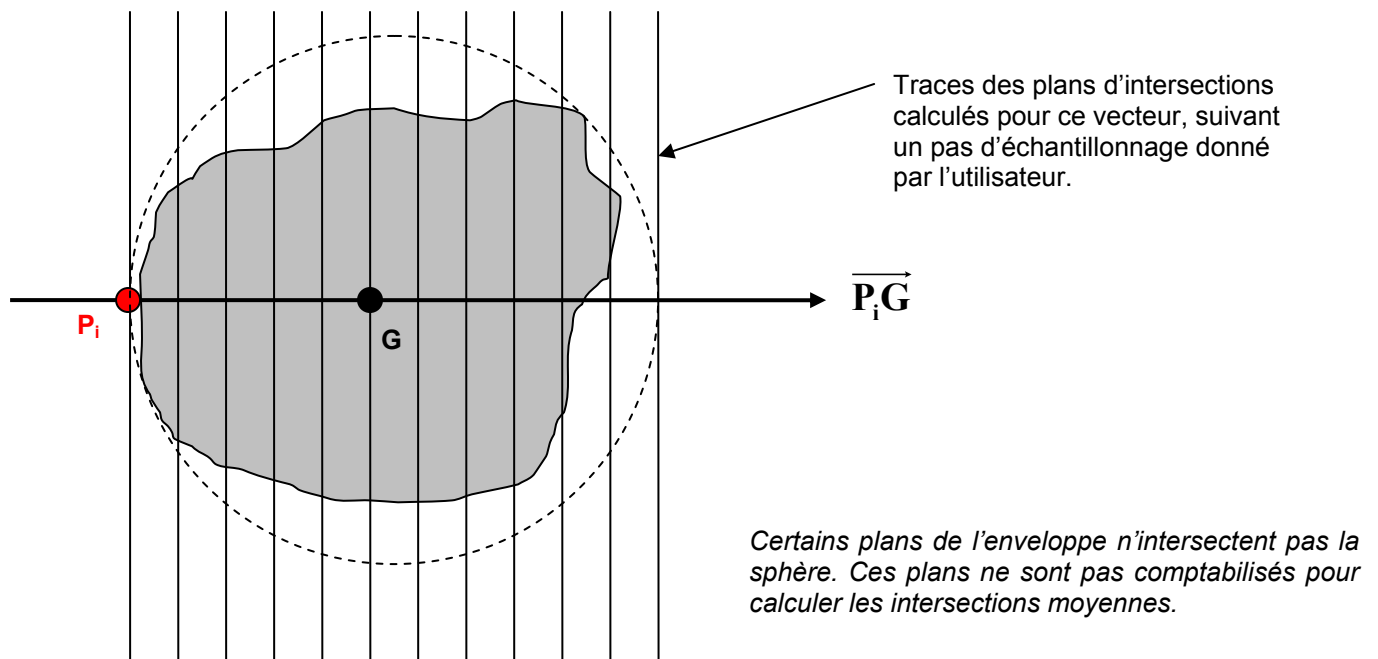


Figure 7 : Echantillonnage des vecteurs normaux centrés et des points d'origine des plans.

Nous disposons de deux moyens pour confirmer la validité de cette stratégie d'échantillonnage des plans. D'abord nous avons vérifié que les données obtenues avec le modèle correspondent bien aux résultats calculés pour la sphère (Figure 11). Ensuite nous avons contrôlé que le résultat pour une forme complexe n'est fonction ni de l'orientation des axes du repère cartésien, ni de la position de l'origine du repère. Finalement aucune des autres techniques testées ne répond à ces critères. Il faut bannir notamment les échantillonnages de plans à partir de points d'origines positionnés selon un espacement régulier dans l'espace, et les échantillonnages basés sur une sélection aléatoire de points d'origine et de vecteurs normaux.

b Algorithme simplifié et données sources du modèle

• Données sources

Le programme utilise en donnée source des objets 3D triangulés (triangulation de Delaunay, Figure 8 et Figure 9), enregistrés dans un fichier du type « .ts » (Figure 10). Les points d'intersections entre la forme et les plans de coupe correspondent en fait aux points d'intersections entre les vertices de la triangulation et les plans de coupe [Figure 10].

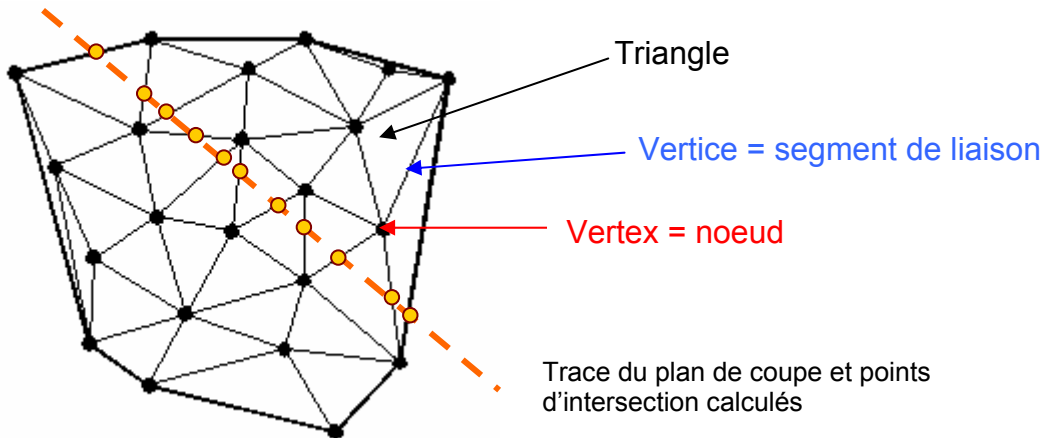
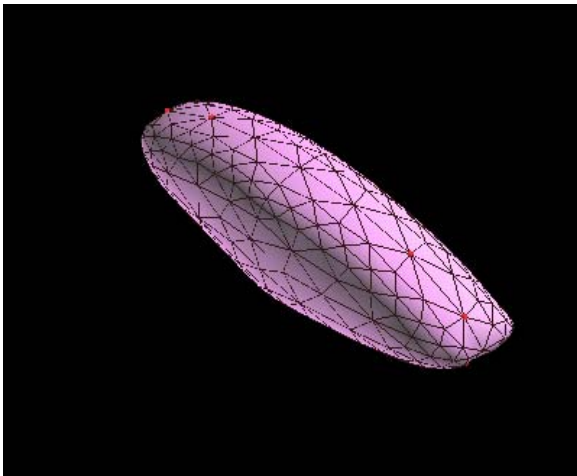


Figure 8 : Vertice, Vertice, Triangle.



Les coordonnées des points sont données dans un repère cartésien X, Y, Z.

Figure 9 : Exemple d'un galet irrégulier triangulé dessiné en 3D sur Gocad.

```
GOCAD TSurf 1
HEADER {
...
}
GOCAD_ORIGINAL_COORDINATE_SYSTEM
NAME from_XYZ
AXIS_NAME "U" "V" "W"
AXIS_UNIT "m" "m" "m"
ZPOSITIVE Elevation
END_ORIGINAL_COORDINATE_SYSTEM
TFACE
VRTX 1 0 0 3464.1015625
VRTX 2 1032.7955322265625 0 1549.193359375
...
VRTX 2561 -1014.5396118164062 254.92318725585938 1609.3992919921875
VRTX 2562 -454.2779541015625 93.935310363769531 3181.63916015625
TRGL 155 1999 2337
TRGL 177 1717 1716
...
TRGL 1488 1489 1490
END
```

Figure 10 : Extrait d'un fichier TSurf « .ts » (Gocad).

Le préfixe **VRTX** signale les coordonnées cartésiennes d'un vertex de la forme : x en **bleu**, y en **vert**, z en **mauve**. La valeur en **rouge** est le numéro du point. Dans cet exemple le contour de la forme est constitué de 2562 vertex. Le préfixe **TRGL** signale un triangle. Les trois valeurs correspondent aux numéros des trois vertex sommets du triangle.

A partir du référencement des triangles et des vertex le programme peut facilement calculer les équations de droite en 3D des vertexes. Notons que si la forme est complexe avec des replis très serrés et un nombre de vertex insuffisant, pour conserver la continuité de la surface de la forme après intersection le calcul des points d'intersection entre les vertexes et le plan doit se faire impérativement de triangles voisins en triangles voisins (de proche en proche).

- **Détermination de la morphométrie 3D de l'objet**

La première étape du calcul morphométrique vise à déterminer les axes de la forme 3D tels qu'ils ont été définis dans le Chapitre II, si cette forme traitée est inconnue. Tout d'abord le **GAr** est défini par les vertex les plus éloignés de la forme 3D. Ensuite le GAr définit un axe le long duquel nous calculons toute une série de plans orthogonaux suivant un pas d'échantillonnage donné. Ces plans intersectent la forme 3D et une série de sections sont calculées et enregistrées. Les vertex de ces sections 2D correspondent aux points d'intersection avec les vertexes de la forme 3D. La section présentant les deux vertex les plus éloignés donne alors l'**AMr**. Enfin, sur cette même section 2D l'AMr sert à son tour d'axe d'échantillonnage pour déterminer le **PAr** de la forme 3D, qui correspond à la plus grande largeur orthogonale à l'axe.

- **Traitement des sections**

Les sections sont calculées à partir de l'algorithme défini dans le paragraphe « Technique d'échantillonnage 3D des sections » (p. 367), pour tous les points d'échantillonnage prédéfinis. Le traitement des sections 2D « apparentes » s'effectue un peu de la même manière que le calcul morphométrique de la forme 3D : le **GA**s est calculé comme l'AMr et le **PA**s est calculé comme le PAr. Ces sections calculées peuvent être enregistrées dans un fichier texte pour permettre une étude statistique ultérieure des résultats, sinon le programme calcule automatiquement une moyenne des paramètres morphométriques **PA**s_m.

4 Validation du modèle

a Quelques résultats expérimentaux

- La sphère (111)

Le modèle reproduit bien les résultats prévus par les autres modèles [Sahagian et Proussevitch, 1998 ; Higgins, 2000], au moins dans le cas simple d'une sphère (Figure 11). Il est surtout parfaitement en accord avec la théorie.

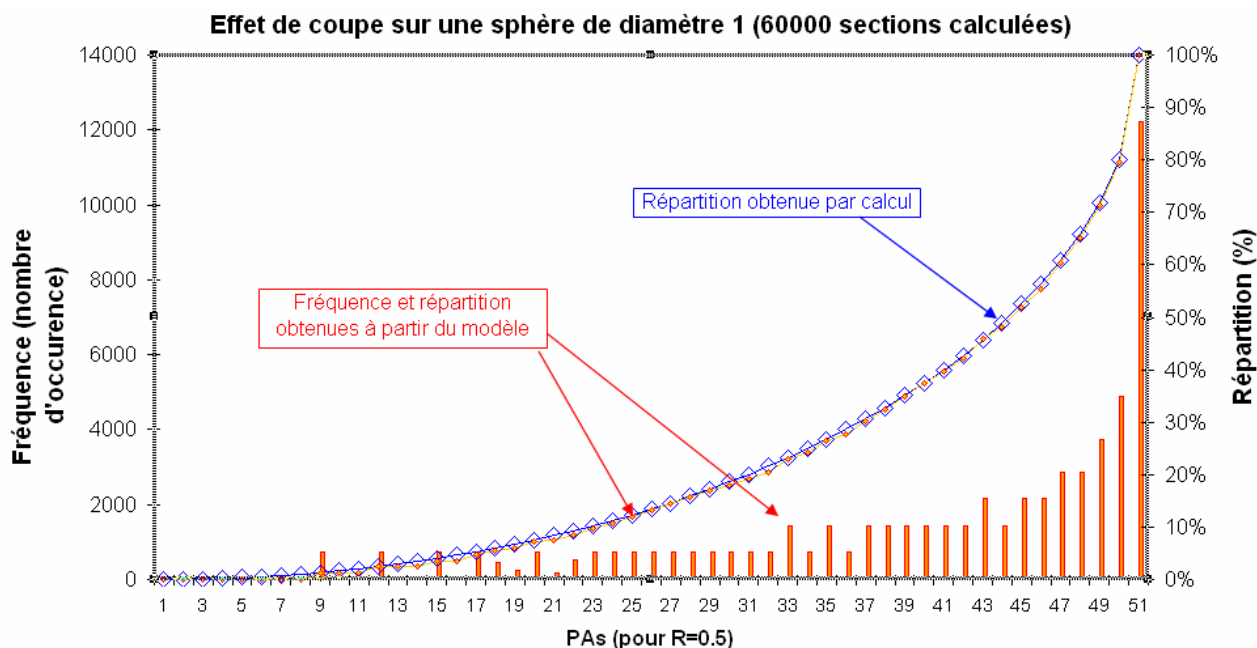
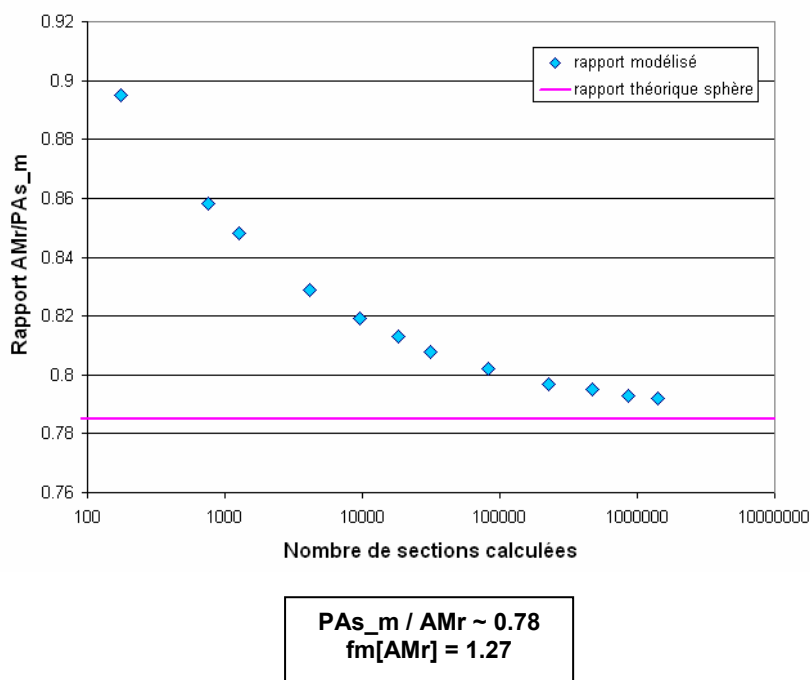


Figure 11 : Répartition des PAs dans le cas d'une sphère (111), confrontation au calcul théorique.
 La courbe bleue théorique est obtenue à partir de la formulation de l'Équation 1 (p. 367).



Pour obtenir un rapport à moins de 1 % du rapport théorique, le modèle doit calculer plus d'un million de sections. Il semble que les autres modèles disponibles dans la littérature nécessitent également un grand nombre de sections (et probablement un temps de calcul relativement élevé).

Notons que la précision du calcul dépend également du nombre de vertex définissant la forme 3D. Plus ils sont nombreux, meilleur sera le résultat (mais au prix d'un temps de calcul plus élevé). En outre, si les vertex sont positionnés à la surface d'une forme courbe convexe (type ellipsoïde), les vertex qui sont des segments de droite seront compris à l'intérieur de la forme 3D « virtuelle », d'où une sous-estimation du PAs et du rapport PAs_m / AMr.

Figure 12 : Nombre de sections à calculer pour obtenir un résultat précis, cas de la sphère.

Nous retrouvons bien le rapport théorique de ~ 0.78 prévu par l'Équation 1 (p. 367). Ce résultat confirme la fiabilité de la modélisation.

➤ Les ellipsoïdes

Dans un autre cas de figure qu'une sphère il apparaît assez difficile de comparer nos résultats à ceux disponibles dans la littérature, le formalisme que nous avons adopté pour la définition des axes et pour contourner le problème de l'effet de la probabilité d'intersection étant différent. Toutefois l'allure des courbes de distribution est identique, à condition de ne pas trop rentrer dans les détails.

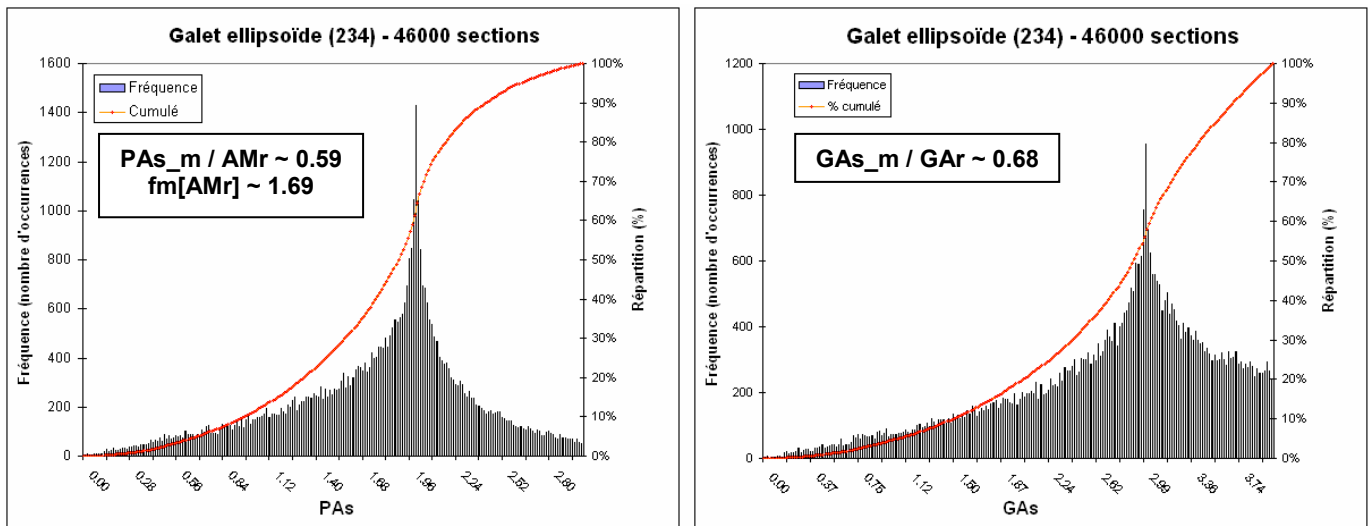


Figure 13 : Répartition des PAs et GAs dans le cas d'un ellipsoïde (234).

La notation (234) pour le rapport de longueur est équivalente à la notation (432) ou même (342).

La Figure 13 donne un exemple de répartition caractéristique d'un ellipsoïde. Naturellement cette répartition change avec le rapport de longueur, mais elle est toujours caractérisée par un mode très marqué (Figure 14). Notons que le mode principal des PAs est très proche du PAr et que le le GAs est très proche de l'AMr. Higgins [1994, 2000] avaient déjà fait cette observation et conseillaient justement d'utiliser la position des modes comme critère d'interprétation granulométrique des images.

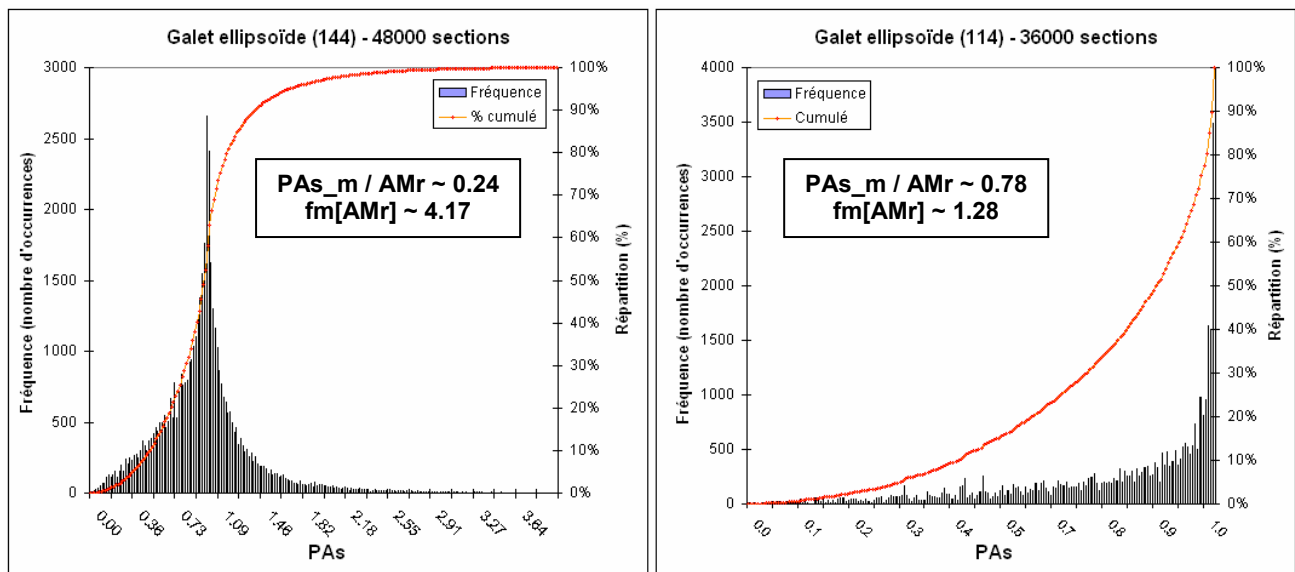
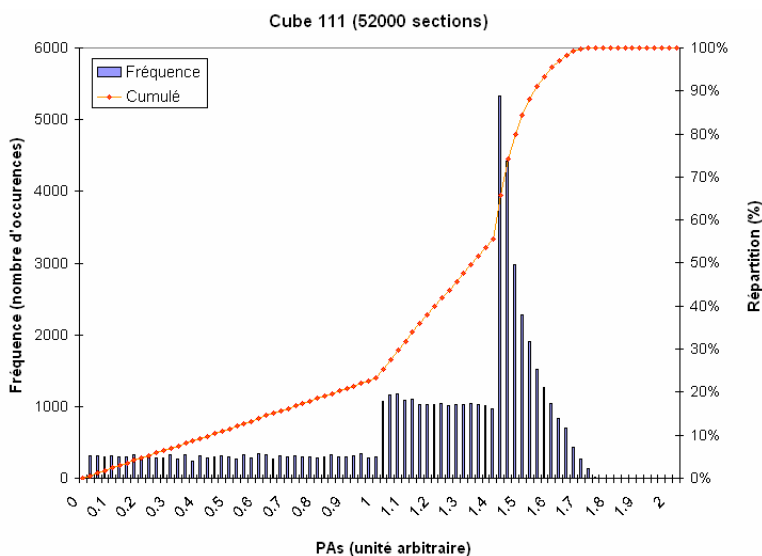


Figure 14 : Répartition des PAs pour un galet oblate (144) et un galet prolate (114).

La répartition pour un galet prolate ressemble à celle d'une sphère. Le facteur correcteur est calculé pour plus d'un million de sections. Plus le galet est oblate, plus la correction à appliquer est importante.

➤ Le cube (111) et pavés

Les courbes de répartition pour les cubes et les pavés à base rectangulaire ou anguleuse apparaît plus complexe, et parfois multimodale. Notons que les sections produites sont des polygones présentant un nombre de cotés variable.



Pour les cubes « 111 » fait référence à la longueur des arêtes et non aux axes tels que nous les avons défini pour les galets. Le GAR d'un cube (111) vaut ~ 1.7 , l'AMr ~ 1.4 , le PAR ~ 1.2 .

Le facteur correcteur est calculé pour un nombre de sections plus important.

Figure 15 : Répartition des PAs dans le cas d'un cube (111).

➤ Autres essais

Nous avons également étudié le comportement de formes 3D déformées, notamment de cubes avec des angles s'arrondissant progressivement, et de formes irrégulières. Il est également prévu que

notre modèle soit adapté pour traiter l'effet d'intersection sur des formes présentant des parties concaves, ce que ni le modèle de Sahagian and Proussevitch [1998], ni celui de Higgins [2000] ne sont capable de faire. Dans ce cas particulier un plan d'intersection peut générer plusieurs sections 2D indépendante à traiter séparément.

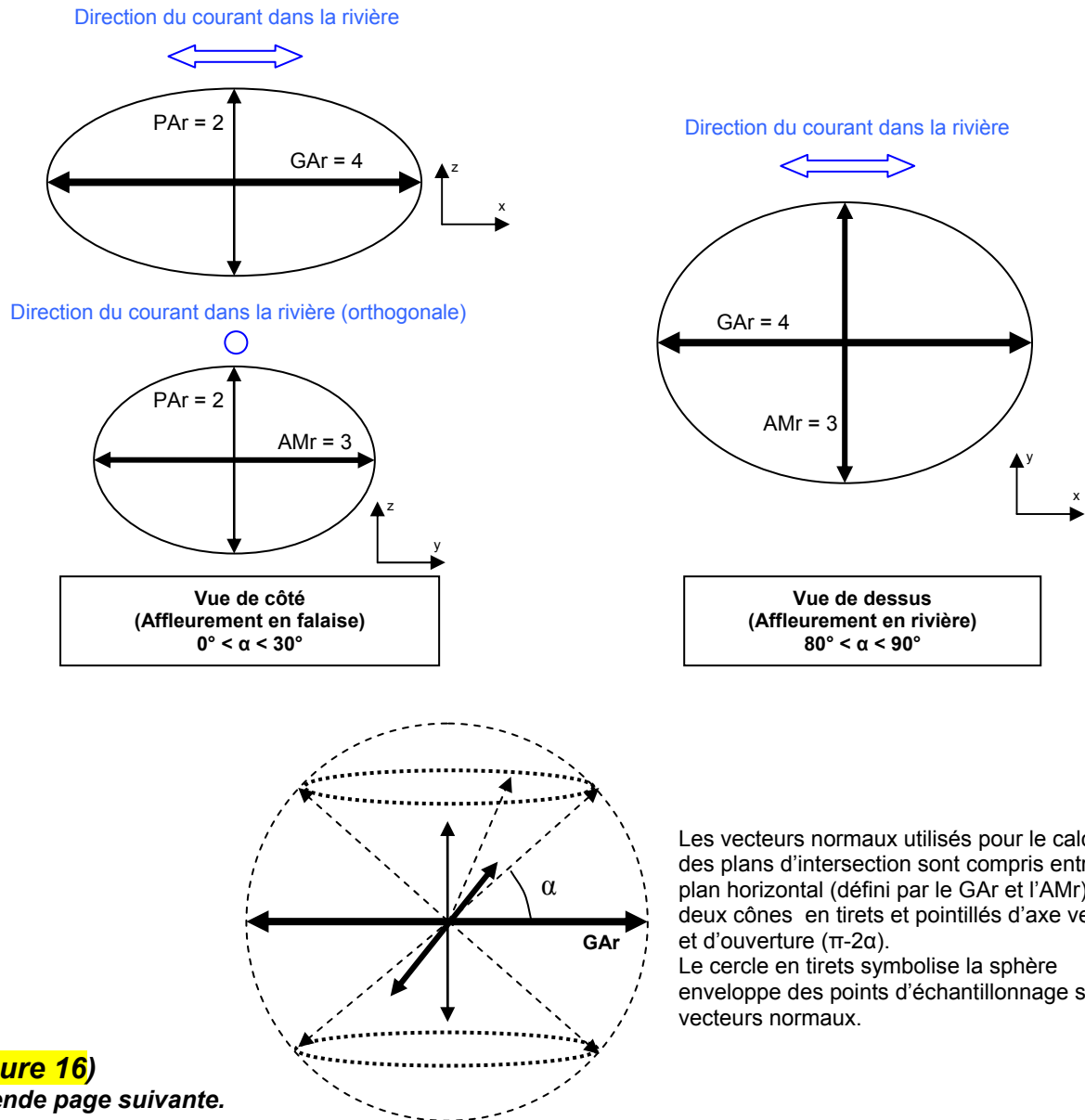
b Application aux données de terrain

• Effets de l'anisotropie du matériau

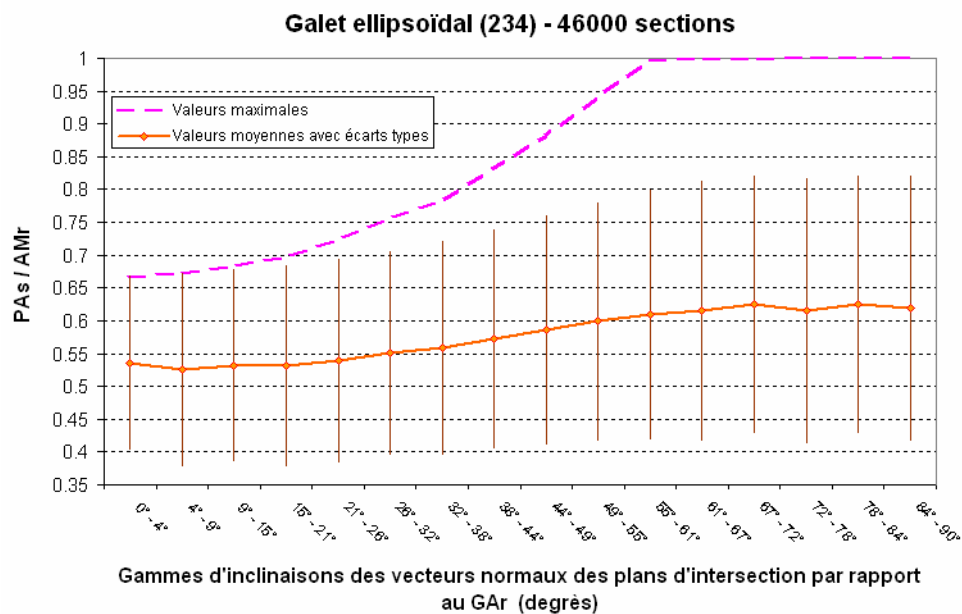
Nous avons expliqué dans le Chapitre II que l'effet d'intersection est biaisé par l'anisotropie des conglomérats et l'orientation des affleurements : les affleurements naturels sont souvent sub-verticaux (falaises), et les galets se présentent « dans leur tranche », c'est-à-dire que leur face supérieure est rarement visible (Figure 16). Autrement dit, dans la réalité, les galets ont des orientations privilégiées et les sections photographiées ne correspondent pas à un échantillon de plans représentatifs de l'ensemble des plans de l'espace pouvant intersecter les objets, tel que nous l'avons défini dans le paragraphe « Technique d'échantillonnage 3D des sections » (p. 367).

Notre programme prend en compte cet effet et il est possible de ne calculer que les sections ayant une orientation particulière dans l'espace. Le moyen le plus simple est de choisir un angle α par rapport au plan horizontal pour définir une « enveloppe » des vecteurs normaux des plans d'intersections utilisés pour la modélisation (Figure 16). Le choix d'un angle α faible va générer des vecteurs normaux sub-horizontaux et donc des plans d'intersections sub-verticaux, correspondant potentiellement à une « falaise » sur le terrain (cas de figure le plus fréquent pour les affleurements conglomératiques et les coupes dans les barres fluviales). Or, rappelons que les GAR et les AMr des galets sont souvent sub-horizontaux dans notre contexte, c'est-à-dire sur un plan sub-horizantal orthogonal au plan de coupe. Ceci est vrai pour les conglomérats comme pour les alluvions récentes². A partir de ce modèle nous constatons que le rapport $\text{PAs}_m / \text{AMr}$ peut varier assez largement, par exemple entre **0.53** (coupe verticale) et **0.63** (coupe horizontale) pour un galet relativement sphéroïdal (234), et donc faire varier le facteur correcteur à appliquer de **fm[AMr]** de l'ordre de **1.89 à 1.59** (Figure 16). Rappelons qu'un échantillonnage complet donnait $\text{PAs}_m / \text{AMr} = 0.59$ et $\text{fm}[\text{AMr}] = 1.69$. Notons enfin que plus le galet est oblate, plus le contraste sera marqué.

² Dans l'absolu il faudrait naturellement tenir compte du pendage des dépôts anciens (le GAR des galets n'est pas forcément compris dans le plan horizontal, mais plutôt dans le plan stratigraphique qui peut être incliné par les mouvements tectoniques postérieurs à la sédimentation), par contre la pente faible des rivières peut être négligée. De toute façon cette nuance change peu de chose dans notre cas, le pendage des conglomérats étant souvent faible, c'est-à-dire inférieur à 10°.



(Figure 16)
Légende page suivante.



*(Légende de la figure page précédente)***Figure 16 : Effet de l'anisotropie des dépôts et de l'orientation des affleurements sur l'effet de coupe.**

Nous avons choisi l'exemple d'un galet 432 pour illustrer ce biais. Ce galet est équivalent à un galet 234 ou 324, toutefois cette combinaison ($x=4$, $y=3$, $z=2$) des axes indique que la forme rentrée dans le programme a un grand axe GAR (de longueur unitaire 4) et un axe moyen AMr (de longueur unitaire 3) sur le plan horizontal. En d'autres termes le galet présente la même orientation que s'il était « posé à plat » sur le fond d'une rivière. Rappelons également que l'effet de coupe modélisé est « pur ». Nous avons vu que dans le cas d'une rivière avec cuirasse où les galets sont bien dissociés les uns des autres, l'effet de coupe peut être nul.

Notons enfin que le GAR n'a pas une orientation aléatoire sur le plan stratigraphique, mais a tendance à être orienté dans la direction de l'écoulement. Si la direction des paléocourants est constante (approximativement nord – sud dans les Siwaliks) alors l'effet de section sur une falaise d'azimut donné peut conduire à un nouveau biais sur l'effet de coupe³. Nous pourrions en tenir compte pour sélectionner les plans d'intersection à modéliser, toutefois son impact sur l'interprétation du PAs doit rester faible (il serait plus important si nous nous intéressions au GAs, voir Figure 16).

- **Facteurs correcteurs moyens des galets les plus représentatifs**

D'après les données sur la morphométrie des galets dans les rivières népalaises recueillies par Mikaël Attal pendant sa thèse, nous avons déduit que le « galet type » aurait un rapport de longueur compris entre (234) et (235) dans la gamme de taille qui nous intéresse. D'après notre modèle, un tel galet imposerait un facteur correcteur moyen pour les molasses anciennes de **fm[AMr] = 1.6 +- 0.1**, et plutôt de **fm[AMr] = 1.8** si nous tenons compte de l'effet d'anisotropie des dépôts et de la verticalité des affleurements.

Toutefois, ce rapport de longueur type des galets reste à confirmer : il n'a pas été déterminé directement pour les alluvions et conglomérats de la zone d'étude (Siwaliks du Népal Central) mais pour les alluvions de la vallée de la Marsyandi, et il n'est pas suffisamment précis pour les particules les plus fines. Nous devons le mesurer précisément dans l'avenir, et surtout le caractériser soigneusement pour chaque classe granulométrique, y compris les plus fines. Ces nouvelles données nous permettront d'utiliser à fond les capacités de notre modèle.

- **Facteurs correcteurs calculés versus facteurs correcteurs empiriques**

Nous avons procédé au tamisage de quelques affleurements photographiés pour déterminer un biais empirique de la mesure granulométrique par photographie. Pour éviter au maximum la perturbation

³ A contrario si le rapport de longueur des clastes est bien connu, ainsi que l'orientation précise de l'affleurement, il semble possible de retrouver la direction du paléocourant pour un affleurement donné à partir de notre modèle. En effet le biais observé de la mesure granulométrique en 2D et le rapport de longueur apparent des clastes dépend de l'orientation des galets dans l'espace. Cette piste connexe à notre problématique reste à explorer.

due à l'extraction délicate des clastes endommagés dans des conglomérats légèrement indurés, nous nous sommes plutôt orientés vers des affleurements sub-verticaux en bordure de des barres de chenaux dans le lit des rivières⁴. Finalement nous obtenons un facteur correcteur **fm[AMr]_empirique ~ 1.6 à 1.7** (avec une dispersion assez forte) à partir de mesures par tamisage non corrigées de l'effet de maille carrée. Si on applique cette correction nous obtenons un facteur de **1.9 à 2**. En outre, si nous considérons la moyenne de toutes les mesures effectuées par tamisage (alluvions grossières et conglomérats) et la moyenne de toutes les mesures effectuées sur photos (affleurements sub-verticaux), tous sites de mesure confondus, nous obtenons un rapport très proche estimé à 1.7 (avant correction de l'effet de maille).

Le léger décalage entre le facteur correcteur empirique (de l'ordre de 1.8) et le facteur correcteur modélisé (à priori supérieur à 1.9) peut avoir plusieurs origines, notamment : **(1)** Les dimensions du « galet type » sont mal connues, et peut être plus variables que prévues en fonction des classes granulométriques. Un galet « moins sphérique », plus oblate, pourrait conduire à un facteur correcteur photographique plus important (augmentation des effets de coupe et d'anisotropie). Toutefois un tel galet induirait également un biais plus important lors du tamisage (dû à l'effet de maille). Ces différents effets pourraient être parfaitement modélisés avec des données plus précises. **(2)** L'effet global des autres biais potentiels évoqués dans le Chapitre II pourrait conduire à une sous-estimation supplémentaire de la granulométrie sur photo, mais le nombre insuffisant de données ne garantit pas cette interprétation. Ces effets semblent de second ordre.

Nos mesures paraissent en accord avec notre modèle ; toutefois la validité et la fiabilité du modèle dans un contexte naturel devront être confirmées sur d'autres exemples, avec un échantillonnage plus abondant.

⁴ Rappelons que dans le cas d'affleurements fluviaux horizontaux, aucune correction n'est nécessaire si la surface photographiée a été bien choisie ou préparée (cf. Chapitre II).

C. ANNEXE 3 : Echantillonnage des grès dans les Siwaliks

1 Campagnes d'échantillonnage et type d'échantillons récoltés

La plupart de nos échantillons proviennent des vallées de la Bakeya, de la Ratu et de la Churre Khola, plus quelques morceaux de grès vosgiens siliceux (Epinal), de quartzites ou de quartz filoniens (galets du cône de l'Isère), de deux type de calcaires micritiques (l'un provenant de la Bastille à Grenoble), et de bétons. Nous avons également exploité des résultats obtenus précédemment sur d'autres grès Siwaliks et européens. Deux campagnes de mesures ont été réalisées : la première en 2006 à partir des échantillons ramenés du terrain en novembre 2005, et la seconde en 2007 à partir des échantillons ramenés du terrain en novembre 2006.

Les essais mécaniques s'effectuent généralement sur des éprouvettes cylindriques, sauf bien sûr les essais d'érodabilité : la première étape de notre travail a donc été l'usinage des échantillons. Nous avons initialement choisi un diamètre de carottage de 4 cm, CAD un compromis entre les standards habituels en mécanique des roches et les dimensions de nos échantillons « bruts ». En effet début 2006 les éprouvettes ont été forcées dans de petits blocs de roche ramenés du Népal, avec la carotteuse fixe du LGIT (ex-LIRGM). L'inconvénient principal de cette démarche réside dans la difficulté à tailler les éprouvettes selon une orientation précise par rapport au litage, à cause de la forme du bloc, avec pour objectif principal la maximisation du nombre d'éprouvettes. En outre le litage est souvent invisible à l'œil nu sur les blocs. Enfin, plusieurs d'échantillons n'ont pu être exploités compte tenu de leur taille trop petite ou de leur fracturation. Le rapport volume des éprouvettes sur volume total des échantillons s'est avéré très décevant.

En 2007 nous avons préféré tailler les éprouvettes directement sur le terrain avec une carotteuse portative. L'orientation des carottes par rapport à la stratigraphie et au litage est plus facile à contrôler, et un nombre plus important d'échantillons « utiles » a pu être ramené. En revanche le forage avec ce type de matériel léger peut s'avérer assez difficile ; la forme un peu plus irrégulière des carottes taillées sur le terrain (légèrement ovales ou tordues) biaise certainement les mesures. Pour cette raison, nous avons également ramené des carottes de 2.5 cm de diamètre beaucoup plus facile à extraire que les grosses.

La seconde campagne d'échantillonnage nous a fait prendre conscience de la grande hétérogénéité des grès Siwaliks même à très petite échelle. En effet un échantillonnage plus large ainsi que la nécessité de tailler plusieurs carottes à quelques centimètres de distance pour constituer un

échantillon suffisamment important a révélé des origines physiques à la dispersion des données dominant les incertitudes proprement dites sur les mesures.

Notons enfin que l'échantillonnage des grès le long des vallées de la Churre de la Ratu et surtout de la Bakeya a été réalisé de manière à obtenir un groupe d'échantillons le plus représentatif possible de la colonne stratigraphique dans son ensemble. Toutefois un effort particulier a été consenti dans les deux secteurs instrumentés des gorges de la Bakeya (Siwaliks inférieurs) et de la Ratu (Siwaliks supérieurs). A ces endroits les échantillons plus nombreux et surtout plus volumineux.

2 Organigramme de l'échantillonnage et du traitement des grès

Sur la plupart des sites d'échantillonnage plusieurs échantillons séparés ont été prélevés dans le but de caractériser les différents types de roches présents à un endroit donné. Certains échantillons proviennent exactement du même banc, mais ont été prélevés à quelques décimètres ou mètres de distance, ou à une année d'intervalle. Enfin chaque échantillon a été divisé en plusieurs sous échantillons qui forment une « **famille de sous échantillons** ».

A l'origine les échantillons avaient été fragmentés en sous échantillons des trois types (fragments de roche, galets façonnés, ou éprouvettes) dans le but de mesurer séparément les différentes propriétés. Ce faisant la plupart des paramètres mesurés sur le même type d'échantillon (par exemple la porosité, la densité et la Rtb sur une éprouvette) sont directement comparables pour un sous échantillon donné, mais en revanche la comparaison entre l'érodabilité et la Rtb se fait nécessairement par le biais d'une valeur moyennée pour l'échantillon global.

Au cours de nos expériences, nous avons constaté une forte hétérogénéité des grès Siwaliks même au sein d'une seule famille de sous échantillons. Les éprouvettes obtenues par tronçonnage d'une même carotte donnent souvent des résultats relativement disparates. Ces variations rendent la comparaisons des paramètres moyennés sur toute une famille de sous échantillons très aléatoire et induisent nécessairement un bruit marqué sur les corrélations.

Ce constat nous a conduit à réutiliser les déchets des essais brésiliens pour les transformer en galets façonnés ou en fragments de roche et effectuer des mesures d'érodabilité et de teneur en carbonate. Le « recyclage » permet d'obtenir la gamme complète des paramètres pour un sous échantillon donné et clarifie grandement les résultats. Ce travail est en cours et les premiers résultats ne sont que partiellement exploités dans ce manuscrit.

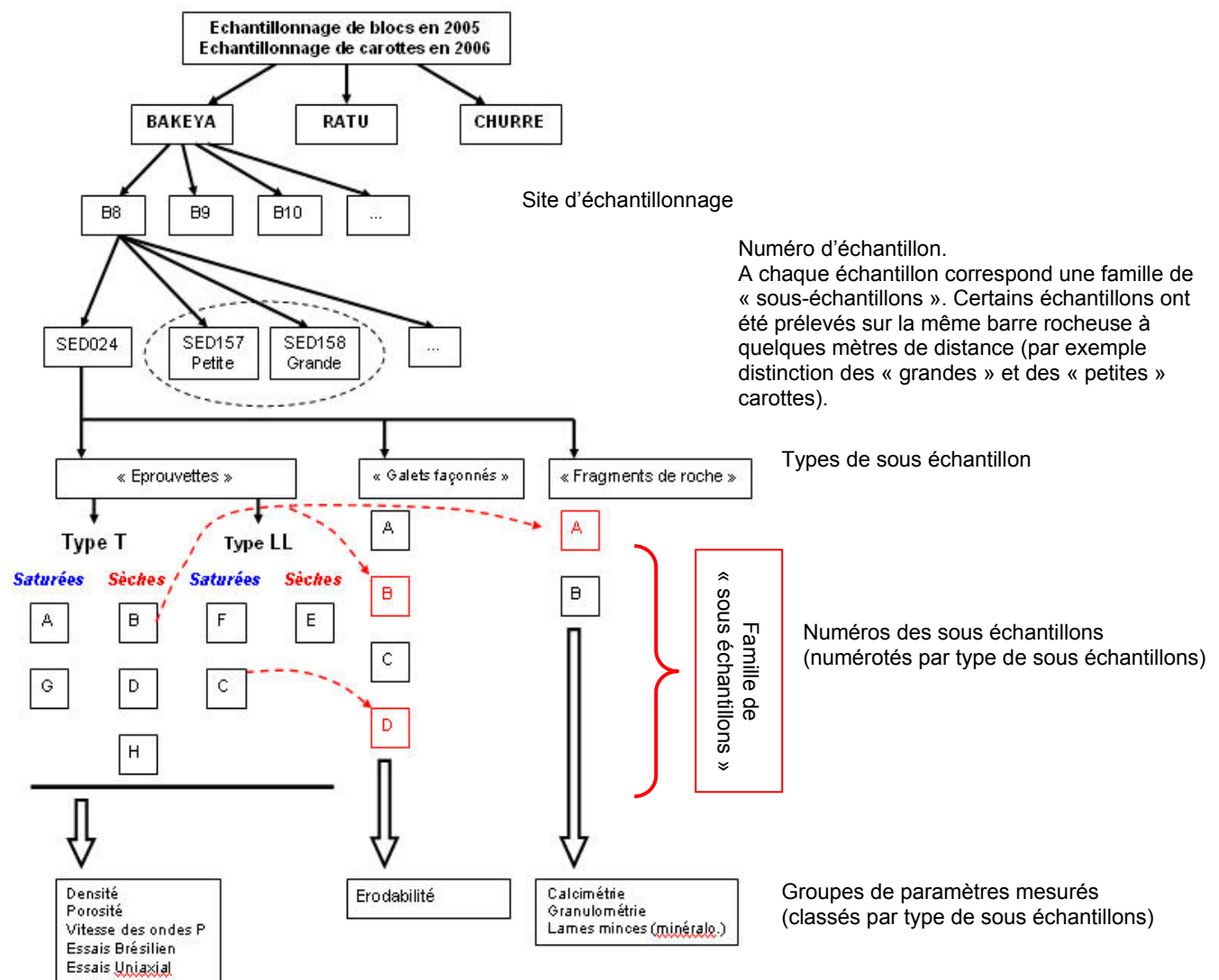


Figure 17 : Organigramme de l'échantillonnage et du traitement des grès.

Plusieurs échantillons différents ont pu être récoltés sur un même site d'échantillonnage. Chaque échantillon est fragmenté en trois types de « sous échantillons » selon le type de paramètre à mesurer. En général plusieurs doublons avaient été prévus par mesure, mais compte tenu de l'hétérogénéité du matériel cette précaution ne s'est pas avérée très efficace.

Les flèches en tiret rouge correspondent aux sous échantillons recyclés. Les demis éprouvettes détruites par l'essai brésilien (destructif) peuvent être retaillées en petits galets façonnés. Après quelques expériences d'abrasion ces mêmes galets façonnés peuvent encore être réduites en fragments pour la mesure de la calcimétrie ou de la granulométrie.

Remarque : Lors de la campagne d'échantillonnage de 2007, les grosses et les petites carottes taillées sur une même barre rocheuse ont été réparties en deux échantillons distincts. De même les carottes taillées dans le plan stratigraphique et celles taillées orthogonalement sont séparées.

D. ANNEXE 4 : Corrections à appliquer aux mesures des propriétés mécaniques

1 Corrections sur la résistance à la traction brésilienne (Rtb)

La mesure de la Rtb semble affectée par plusieurs biais, notamment un **effet d'écrasement** et un **effet de proportion**. Plusieurs corrections sont proposées dans la littérature (par exemple l'Équation 2 et l'Équation 3) mais leurs validités ne sont pas universellement reconnues. La détermination de la résistance à la traction réelle ne paraît pas déterminante pour notre étude, par contre il serait intéressant de comparer l'effet de l'Équation 2 et de l'Équation 3 sur la dispersion de nos données.

a Effet d'écrasement des éprouvettes cylindriques

Certains auteurs avancent que la Rtb est **surestimée** par rapport à la valeur réelle de la résistance à la traction mesurée par essai direct [Peng and Zhang, 2007]. La principale cause serait l'écrasement progressif de l'échantillon sous les enclumes (cisaillement des bordures). En effet, en cours d'expérience la zone de contact théoriquement limitée à la génératrice de l'éprouvette s'accroît progressivement, surtout pour des échantillons peu résistants comme des grès. Il existe d'ailleurs des corrections de la valeur de Rtb en fonction de la largeur du contact (Équation 2) [Awaji et Sato, 1979, dans Grantham et al., 2004].

$$Rtb = \frac{2 * F_{\max}}{\pi * D * L} * \left(1 - \left(\frac{2 * b}{D} \right)^2 \right)$$

Équation 2 : Correction de la Rtb en fonction de la largeur du contact avec l'enclume d'après Grantham et al. [2004] (effet d'écrasement).

***b** est la largeur du contact entre l'enclume et l'éprouvette cylindrique (sur la longueur L).*

***D** est le diamètre de l'éprouvette, **F_{max}** est la force appliquée par l'enclume (mesure au dynamomètre).*

*Selon cette loi empirique, plus **b** augmente, plus la correction à appliquer est importante (Rtb surestimée).*

b Effet de proportion des éprouvettes cylindriques

D'autres sources avancent l'existence d'un **effet de proportion** dépendant du rapport L/D [Newman and Bennett, 1990 ; Yu et al., 2006]. Yu et al. [2006] suggèrent même que ce biais entraîne une **sous-estimation** de la Rtb. A partir d'essais brésiliens effectués sur des éprouvettes de granodiorite présentant un rapport L/D variant de 0.45 à 1.23, et d'une modélisation par élément finis de la répartition des contraintes en 3D, ils aboutissent à l'Équation 3 permettant de corriger la Rtb :

$$R_{tb} = \frac{2 * F_{\max}}{\pi * D * L} * (0.2621 * \frac{L}{D} + 1)$$

Équation 3 : Correction de la R_{tb} à partir des dimensions L et D de l'éprouvette d'après Yu et al. [2006] (effet de proportion)

Selon cette loi empirique, plus la longueur L est élevée par rapport à D, plus la correction à appliquer est importante (R_{tb} sous-estimée).

c Impact des corrections sur nos données

La largeur du contact entre l'enclume et l'éprouvette paraît difficile à mesurer simplement ; à priori elle ne dépasse pas quelques millimètres sur nos échantillons les plus fragiles, induisant éventuellement une surestimation de la R_{tb} de 5% maximum (Équation 2). Ce biais paraît trop faible pour expliquer la dispersion de nos données, et surtout il ne permet pas de « resserrer » le nuage de point obtenu pour une famille d'échantillons en particulier.

Notre jeu de donnée obtenu sur des roches hétérogènes ne nous a pas non plus permis d'observer directement un effet de proportion. Nous avons seulement constaté une R_{tb} en moyenne plus importante des grosses éprouvettes (40 mm) par rapport aux petites éprouvettes (26 mm). Ainsi, pour des échantillons provenant d'une même barre rocheuse, le ratio moyen R_{tb} _{grosses} / R_{tb} _{petites} égale 1.11 (et la médiane 1.07), avec de fortes fluctuations d'un grès à l'autre (variations sur une gamme de 0.7 à 1.7). Or, si les petites éprouvettes présentent un ratio longueur sur diamètre L/D de 0.8 (+/- 0.11), il n'atteint que 0.68 (+/- 0.8) sur les grosses éprouvettes. D'après l'Équation 3, un facteur correcteur de 1.18 devrait être appliqué en moyenne sur les petites éprouvettes, et de 1.20 sur les grosses. La différence de 2% entre les deux facteurs paraît faible, mais elle va dans le bon sens en réévaluant d'avantage la R_{tb} des petites éprouvettes. Finalement, appliquer cette corrections sur nos données permettrait de réduire le ratio moyen R_{tb} _{grosses} / R_{tb} _{petites} à 1.07 (avec une médiane de 1.02).

La correction de proportion proposée par Yu et al. [2006] semble donc cohérente par rapport à nos observations, mais nous avons jugé ses effets insuffisamment significatifs pour l'appliquer sur nos données. Des tests supplémentaires sur des grès homogènes devraient être pratiqués pour vérifier sa validité. En outre, il se pourrait que l'effet observé ne soit qu'une coïncidence liée à un échantillonnage trop restreint. En effet les petites et les grosses carottes on été taillées à quelques décimètres de distance, et les différences de résistance observées ne pourraient être que le reflet de l'hétérogénéité de la roche à petite échelle. Enfin l'utilisation de données corrigées n'a que peu d'effets sur les corrélations entre la R_{tb} et les autres paramètres pétrologiques ou mécaniques.

2 Corrections sur la mesure au marteau de Schmidt

La valeur mesurée du rebond doit être corrigée des forces gravitationnelles. Selon l'angle d'application l'énergie dégagée par le piston va varier. Habituellement la correction se fait suivant les abaques du constructeur, mais nous avons préféré calculer directement ce biais suivant le modèle proposé par Basu et Aydin [2004] (Équation 4).

Dans le cas où $\theta = 0$

$$Rh_corrigé = Rh_mesuré = \frac{V_2}{V_1} * 100 = \frac{x_2}{x_1} * 100$$

Dans le cas où $\theta \neq 0$

(prise en compte de l'effet gravitationnel)

$$Rh_corrigé \neq Rh_mesuré$$

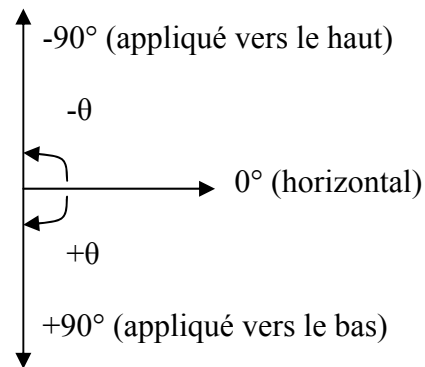
$$x_{2(\theta)} = \frac{Rh_mesuré * x_1}{100}$$

$$V_{2(\theta)}^2 = \frac{0.5 * k * x_{2(\theta)}^2 + M * g * x_{2(\theta)} * \cos(90 - \theta)}{0.5 * M}$$

$$V_{2_équivalente}^2 = \frac{V_{2(\theta)}^2 * E_1}{E_1 + M * g * x_1 * \cos(90 - \theta)}$$

$$V_{1_équivalente} = V_1$$

$$Rh_corrigé = \sqrt{\frac{V_{2_équivalente}^2}{V_{1_équivalente}^2}} * 100$$



Type de marteau utilisé	E_1 (N.m)	x_1 (m)	k (N.m-1)	M (kg)	V_1 pour $\theta = 0^\circ$ (m.s ⁻¹)
N	2.207	0.076	764.2	0.3895	3.3664

Équation 4 : Correction de la valeur du rebond en fonction de l'orientation de l'appareil, d'après Basu et Aydin [2004].

Rh est la valeur du rebond.

V_1 est la vitesse du piston projeté par le ressort 1 après le déclenchement (cas horizontal).

V_2 est la vitesse du piston rebondissant (cas horizontal).

$V_{2(\theta)}$ est la vitesse du piston rebondissant (cas $\theta \neq 0$).

x_1 est l'écartement initial du ressort 1 (constant quel que soit θ).

$x_{2(\theta)}$ est la distance maximale atteinte par le piston après le rebond (dépend de θ).

E_1 est l'énergie initiale fournie par le ressort 1 (énergie cinétique avant l'impact). Cette énergie est plus faible dans le cas d'un marteau de type L.

k est la raideur du ressort.

Le principe de la correction est de calculer une vitesse $V_{2_équivalente}$ correspondant à V_2 du cas $\theta = 0$ (marteau horizontal) pour tous les cas où $\theta \neq 0$ (marteau incliné).

Pour plus de détail sur le fonctionnement du marteau, se référer au Chapitre III.

ANNEXES

Selon le contexte, la correction appliquée sur nos données a conduit à une réévaluation de la valeur du rebond de +0% à +40%. Cette correction a permis de réduire sensiblement la dispersion surtout pour les roches les moins consolidées (plus le rebond est faible et θ élevé, plus la correction à appliquer est importante).

Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux

De la mesure au modèle sur un exemple himalayen

RESUMÉ SUBSTANTIEL

L'érosion fluviale joue un rôle prépondérant dans l'évolution du paysage notamment en contexte orogénique. Néanmoins les rôles des différentes variables qui la contrôlent sont mal précisés, c'est un processus difficile à quantifier que ce soit sur une longue et surtout une courte période de temps. Au travers de ce travail de thèse, il s'agit de répondre au problème de l'érosion fluviale, et plus particulièrement à celui de l'abrasion fluviale, en développant plusieurs approches afin de bien contraindre les variables qui entrent en jeu à l'échelle d'un exemple naturel, c'est à dire en caractérisant les flux d'eau et de sédiments, la résistance mécanique ou érodabilité des lithologies incisées, et en mesurant l'érosion subie par une section de rivière au cours d'une série de crues.

Suivant cette optique, le choix d'un « laboratoire naturel » s'est porté sur les rivières incisant les reliefs frontaux himalayens (Siwaliks du Népal Central), essentiellement parce que la charge solide peut y être estimée raisonnablement et parce que l'incision moyenne de ces rivières atteint un centimètre par an, et peut être mesurée à l'échelle d'une saison de crues. Nous avons tenté sur ces rivières de contraindre au mieux leur « environnement érosif » : **(1)** les caractéristiques des flux d'eau (fréquence des crues, modélisation des écoulements dans le chenal) et des flux de sédiment (volume de sédiments transporté et granulométrie), ce qui nous a amené entre autres à comparer l'évolution de la charge sédimentaire depuis les bassins d'alimentation jusque dans la plaine de dépôt ; **(2)** la résistance mécanique à l'érosion des roches (essentiellement des grès) du substrat, en explorant ses liens avec ses caractéristiques rhéologiques (seuil de rupture en traction et en compression) et pétrologiques. En parallèle, il s'agissait de mesurer l'érosion fluviale sur plusieurs saisons de crue afin de la relier aux variables précédentes.

Pour l'heure, des mesures de microtopographie différentielles ont été réalisées pour évaluer l'érosion des berges rocheuses de deux rivières. Ces mesures mettent en lumière : **(1)** une érosion latérale dépendant fortement de l'érodabilité du substrat, c'est à dire un à deux ordres de grandeur plus élevées pour les grès les plus tendres ou les argilites ; **(2)** une évolution de la géométrie des surfaces exposées à l'abrasion vers une sorte d'équilibre pour lequel la géométrie locale permet de compenser les variations à petite échelle de résistance à l'abrasion ; **(3)** un profil vertical et une amplitude de l'érosion qui globalement peut-être reproduite par un modèle simple, modèle qui indique que l'essentiel de l'érosion s'est produite au cours d'un seul jour de crue pendant l'ensemble de la mousson. Pour aller plus en avant sur ces dernières conclusions, il est par ailleurs nécessaire de suivre de manière continue aussi bien les flux que l'érosion. C'est dans ce but, qu'ont été développés et testés en laboratoires deux dispositifs originaux et autonomes de mesure en continu de l'érosion et des chocs de galets sur le fond.

Ce travail de thèse a donc autant été l'étude d'un laboratoire naturel, que l'occasion d'avancées méthodologiques intéressantes, notamment sur la mesure indirecte de la granulométrie des conglomérats et des grès, sur la mesure de « l'érodabilité » des roches directement sur le terrain grâce au rebond du marteau de Schmidt, et surtout sur le développement de nouveaux capteurs autonomes de mesure en continu.

MOTS CLEFS : abrasion, charge de fond, transition sable – gravier, érodabilité, résistance mécanique des roches, modélisation de l'érosion, mesure in situ, capteur, Siwaliks.